Jahrbuch

der

Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

zu

Berlin

für das Jahr

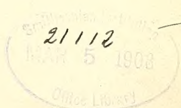
1885. vol. 6

Berlin.

In Commission bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. Neumann).

1886.



Inhalt.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

II.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen von ausserhalb der Geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

1.

Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1885.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

Im nördlichen Mittelharze wurde von dem Landesgeologen Professor Dr. LOSSEN im Gebiete des Blattes Blankenburg (G. A. 56; 16)[1] die Kartirung der Eruptivgesteine in der Umgebung von Altenbrak fortgesetzt. Ueber die Ostgrenze des Blattes hinausgehend wurde von demselben die Umgebung von Thale, Section Quedlinburg (G. A. 56; 17) behufs Herstellung einer für die Excursionen des Internationalen Geologen-Congresses bestimmten Specialkarte dieser Gegend untersucht. Auf den Blättern Elbingerode (G. A. 56; 15) und Blankenburg gaben ferner die Aufschlüsse längs der im Bau befindlichen Eisenbahnlinie Blankenburg-Tanne Anlass zu geologischen Begehungen, während auf Blatt Wernigerode (G. A. 56; 9) die Kartirung des nordöstlichen Theiles des Brockengranit-Massivs und der daran angrenzenden Schichtgesteine begonnen wurde. 1. Der Harz.

Bergreferendar KOCH nahm auf den Blättern Derenburg und Wernigerode (G. A. 56; 10 und 9) die hercynischen Schichten des Nordflügels der Elbingeroder Mulde auf, speciell den an eruptiven Einlagerungen reichen Horizont der Unteren Wieder Schiefer.

---

[1]) G. A. 56; 16 = Gradabtheilung 56, Section 16.

Im Oberharze kartirte Bergrath Dr. von Groddeck auf Blatt Riefensbeek (G. A. 56; 13) zur Erforschung des Alters des Acker-Bruchberg-Quarzits auf's Neue bis in's Einzelne den nordwestlichen Theil dieses Gebirgsgliedes nebst dessen Einlagerungen, sowie insbesondere die nordwestlich sich daran legende Zone eigenthümlicher Thonschiefer mit Kieselschiefer-Zwischenlagen und Diabas-Einlagerungen.

Sekretär Halfar setzte die Aufnahme des ihm überwiesenen Antheils des Blattes Zellerfeld (G. A. 56; 7) fort, kartirte im Bereiche des Goslarer Schiefers auf dem nördlich angrenzenden Blatt Goslar (G. A. 56; 1) einen Theil der zahlreichen Diabasvorkommen und nahm den Kümmelberg am Klostergute Riechenberg auf.

Am Nordrande des Harzgebirges vollendete Landesgeologe Dr. Branco das Blatt Goslar (G. A. 56; 1) in dem Gebiete der sogenannten Randformationen des Harzes bis auf die Abgrenzung und Gliederung der Quartärbildungen.

Professor Dr. Dames bearbeitete im Verein mit Professor Dr. Lossen die oben erwähnte Excursionskarte über die Umgebung von Thale und vollendete die Kartirung des nicht paläozoischen Theiles des Blattes Derenburg (G. A. 56; 10).

Dr. Wahnschaffe führte auf den Blättern Neustadt-Harzburg und Wernigerode (G. A. 56; 8 und 9) eine Gliederung beziehungsweise Neuaufnahme der Quartärbildungen aus und begrenzte dieselbe gegen die älteren Formationen.

Am nordwestlichen Harzrande setzte Professor Dr. v. Koenen die Aufnahme der Blätter Gandersheim und Westerhof (G. A. 55; 11 und 17) fort und bestimmte durch Begehung der Blätter Eimbeck und Mohringen (G. A. 55; 10 und 16) die Grundzüge für ihre Kartirung.

2. Thüringen. Im nördlichen Thüringen setzte Professor Dr. von Fritsch die Revision der Blätter Halle, Gröbers, Merseburg, Kötschau, Weissenfels und Lützen (G. A. 57; 34, 35, 40, 41, 46 und 47) fort und führte sie dem Abschluss nahe.

Dr. Bornemann sen. setzte seine Aufnahmen im nördlichen Theile des Blattes Wutha (G. A. 70; 1) innerhalb der jüngeren Schichten aufwärts vom Zechstein fort und untersuchte insbesondere

neue Entblössungen am Hörselberge, welche über die Zusammensetzung des Unteren Muschelkalkes wichtige Aufschlüsse geliefert haben.

Dr. Bornemann jun. begann die Kartirung des östlich angrenzenden Blattes Fröttstedt (G. A. 70; 2) mit Herstellung des westlichen Anschlusses an Blatt Wutha, des südlichen an Blatt Friedrichsroda (G. A. 70; 8) und Aufnahme der Diluvial-Ablagerungen im mittleren und südlichen Theile des Blattes.

Im Thüringer Walde wurde von dem Landesgeologen Professor Dr. Weiss die Kartirung des älteren Gebirges und z. Th. der untersten Buntsandsteinschichten im südwestlichen Theile des Blattes Wutha (G. A. 70; 1) nahezu beendet und diejenige des südöstlich angrenzenden Blattes Friedrichsroda (G. A. 70; 8) bis auf eine kleine Revision zum Abschlusse gebracht.

Professor Dr. Bauer revidirte auf dem Blatte Ohrdruf (G. A. 70; 9) den südlichen Anschluss der geognostischen Grenzen an diejenigen im Blatte Crawinkel (Oberhof) (G. A. 70; 15).

Professor Dr. von Fritsch führte die Revision seiner Aufnahmen auf den Blättern Suhl und Schleusingen (G. A. 70; 21 u. 27) weiter.

Ingenieur Frantzen brachte die vorläufige Bearbeitung der Eruptivgesteine des Brandleitetunnels westlich Gehlberg auf Blatt Suhl (G. A. 70; 21) und den Entwurf eines geologischen Tunnel-Profils im Maassstabe 1 : 1000 zum Abschluss und stellte das bereits früher aufgenommene Blatt Wasungen (G. A. 70; 19) druckfertig her.

Dr. Proescholdt führte die Kartirung der Blätter Dingsleben und Hildburghausen (G. A. 70; 32 und 33) fast ganz zu Ende.

Im südlichen und südöstlichen Thüringen schloss der Landesgeologe Dr. Loretz die Bearbeitung der Blätter Gräfenthal und Coburg (G. A. 70; 30 und 46) ab. Demnächst setzte derselbe die Aufnahmen auf Blatt Masserberg (G. A. 70; 28) fort, wobei insbesondere der an das westliche Nachbarblatt Schleusingen angrenzende Preussische Antheil (westlich vom Schleusethale) kartirt wurde, ferner auf Meiningen'scher Seite die Gegend des

Burg- und Arolsberges sowie weiter südwärts bis zum Tanngrund (östlich vom Schleusethal).

Professor Dr. LIEBE vollendete die Aufnahmen der Blätter Ziegenrück (G. A. 71; 20) und Probstzella (G. A. 71; 25), führte auf Blatt Lehesten (G. A. 71; 31) den nördlichen Anschluss an letzteres aus, stellte dasselbe bis auf die Culmpartien fertig und führte die Kartirung des Blattes Greiz (G. A. 71; 24) ihrer Beendigung nahe.

Dr. ZIMMERMANN unterstützte Herrn Professor Dr. LIEBE bei den Aufnahme-Arbeiten und begann hierauf die Umarbeitung des in einem älteren Entwurfe von Herrn RICHTER vorliegenden Blattes Remda (G. A. 70; 18) in der westlichen Südhälfte.

3. Die Provinz Hessen-Nassau.

Bergreferendar Dr. BEYSCHLAG stellte das Blatt Melsungen (G. A. 55; 50) bis auf eine letzte Revision druckfertig her und setzte die Aufnahmen im Gebiete des Blattes Altmorschen (G. A. 55; 56) fort. Zu den im Auflagedruck vollendeten Blättern Ermschwerd, Witzenhausen und Grossalmerode wurden von ihm die erläuternden Texte bearbeitet.

Professor Dr. BÜCKING vollendete die Kartirung der Westhälfte des Blattes Kella (G. A. 55; 47).

Dr. OEBBEKE führte die Bearbeitung des Blattes Niederaula (G. A. 69; 8) zum vorläufigen Abschlusse und begann diejenige des westlichen Nachbarblattes Neukirchen (G. A. 69; 7).

Professor Dr. VON KOENEN führte auf den Blättern Hersfeld, Geisa und Lengsfeld (G. A. 69; 9, 16 und 17) eine letzte Revision aus.

Professor Dr. BAUER setzte unter besonderer Berücksichtigung der Tertiärbildungen die Aufnahmen auf dem Blatte Tann (G. A. 69; 23) fort.

Professor Dr. KAYSER stellte die Blätter Ems und Rettert (G. A. 67; 39 und 47) druckfertig her und setzte seine Untersuchungen auf den Blättern Coblenz (Niederlahnstein und Braubach (G. A. 67; 38 und 44) fort.

Dr. ANGELBIS brachte Blatt Hadamar (G. A. 67; 35) zum druckfertigen Abschluss und begann die Aufnahmen im Gebiete des Blattes Dachsenhausen (G. A. 67; 45). Ausserdem führte der-

selbe innerhalb der Blätter Marienberg, Selters und Westerburg (G. A. 67; 22, 27 und 28) behufs deren Revision Begehungen einiger neu angelegter Eisenbahnlinien mit guten Aufschlüssen aus.

4. Die Rheinprovinz.

Landesgeologe GREBE stellte Blatt Mürlenbach (G. A. 66; 50) bis auf eine grössere Revision fertig, bearbeitete Blatt Hasborn (G. A. 66; 58) und vollendete die Aufnahme des Blattes Bertrich (G. A. 66; 59) und bis auf eine unbedeutende Revision auch diejenige der Blätter Mahlberg, Manderscheid, Wittlich und Berncastel (G. A. 66; 56 und 57, sowie 80; 4 und 5).

5. Die Provinz Schlesien.

Dr. DATHE setzte die Kartirung im Gebiete des Blattes Langenbielau (G. A. 76; 20) fort und vollendete den vom Gneiss, Culm und Diluvium eingenommenen östlichen Theil desselben.

Dr. STAPFF nahm den mittleren und östlichen Theil des Messtischblattes Charlottenbrunn (G. A. 76; 13) auf und führte hierdurch die Kartirung desselben dem Abschlusse nahe.

II. Die Aufnahmen im Flachlande

mit besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

1. Im Havelländischen Arbeitsgebiete.

Dr. WAHNSCHAFFE bewirkte, ausser seinen oben erwähnten Arbeiten im Vorlande des Harzes, mit Hülfe des Culturtechnikers WÖLFER und Anfangs auch noch des später verstorbenen Culturtechnikers BECKER die Aufnahme der Blätter Bamme und Garlitz (G. A. 44; 25 und 26).

Professor Dr. SCHOLZ ging nach Vollendung des Blattes Vieritz (G. A. 43; 30) auf Blatt Burg (G. A. 43; 46) über, welches mit Hülfe des Culturtechnikers KEIPER vollendet wurde.

Professor Dr. GRUNER hatte bereits in den Osterferien das Blatt Jerichow (G. A. 43; 29) zum Abschluss gebracht. Derselbe hat Blatt Weissewarthe (Bittkau) (G. A. 43; 34) in Angriff genommen.

Dr. KEILHACK, welcher zunächst die Blätter Kl. Mutz und Nassenheide (G. A. 44; 6 und 12) im Uckermärkischen Arbeitsgebiete vollendet hatte, führte mit Hülfe des Culturtechnikers

Baldus die Aufnahme der Blätter Karow und Ziesar (G. A. 43; 42 und 48) aus.

Dr. Klockmann bearbeitete ausser einigen abschliessenden Untersuchungen auf Blatt Rhinow (G. A. 44; 13) mit Hülfe des Culturtechnikers Scholz, sowie zum Theil auch des neu eingetretenen Culturtechnikers Friedrich die Blätter Friesack und Brunne (G. A. 44; 14 und 15).

Hiernach ist durch die Arbeiten des Vorjahres der, 18 Blätter umfassende Lndstreifen zum Abschluss gebracht, welcher zwischen Tangermünde, Stendal und Sandau an der Elbe einerseits, und Linum, Nauen und Ketzin andererseits die früheren Arbeitsgebiete »Westlich der Elbe« und »Umgegend von Berlin« mit einander verbindet. Daneben ist aber auch durch die Aufnahme der Blätter Burg, Karow und Ziesar nach Süden bereits der Rand des Flämings erreicht.

2. Im Uckermärkischen Arbeitsgebiete.

Professor Dr. Berendt stellte mit Hülfe des Culturtechnikers Lübeck, welchem der neu eingetretene Culturtechniker Fischer zur Unterweisung beigegeben war, den grössten Theil des Blattes Joachimsthal (G. A. 45; 3) bis auf eine, zusammen mit den Blättern Ruhlsdorf und Eberswalde (G. A. 45; 8 und 9) vorzunehmende Schlussrevision druckfertig her.

Dr. Keilhack brachte zunächst das Blatt Gr. Mutz (G. A. 44; 5), sodann die in der Hauptsache von Dr. Laufer kartirten Blätter Kl. Mutz und Nassenheide (G. A. 44; 6 und 12) zum vollständigen Abschluss.

Im Uckermärkischen Arbeitsgebiete liegt somit nunmehr ein zusammenhängender Complex von 8 Blättern druckfertig vor.

3. Im Westpreussischen Arbeitsgebiete.

Dr. Jentzsch vollendete zunächst das Blatt Mewe (G. A. 33; 9) und ging alsdann auf das anstossende Blatt Münsterwalde (G. A. 33; 15) über.

Dr. Ebert begann die Aufnahme des Blattes Neuenburg (G. A. 33; 21).

Im Ganzen liegt in Westpreussen nunmehr, nach Vollendung des Blattes Mewe, ein zusammenhängender Complex von 4 Blättern druckfertig vor.

4. Im Ostpreussischen Arbeitsgebiete.

Dr. Klebs kartirte das Blatt Bartenstein (G. A. 18; 45).

Dr. Schröder beendete die Aufnahme des Blattes Krekollen (G. A. 18; 51) und begann und vollendete demnächst auch das Blatt Siegfriedswalde (G. A. 18; 56).

Nach der noch ausstehenden Schlussrevision der oben genannten Blätter Krekollen und Siegfriedswalde wird in Ostpreussen ein zusammenhängender Complex von 6 Blättern druckfertig vorliegen.

Im Laufe des Jahres sind zur Publikation gelangt: Stand der Publikationen.

A. Karten.

1. Lieferung IX, enthaltend die Blätter Heringen, Kelbra, Sangerhausen, Sondershausen, Frankenhausen, Artern, Greussen, Kindelbrück, Schillingstedt	9 Blätter.
2. Lieferung XXVIII, enthaltend die Blätter Osthausen, Kranichfeld, Blankenhain, Cahla, Rudolstadt, Orlamünde	6 »
3. Lieferung XXIX, enthaltend die Blätter Wandlitz, Biesenthal, Grünthal, Schönerlinde, Bernau, Werneuchen, Berlin, Friedrichsfelde, Alt-Landsberg	9 »
4. Lieferung XXX, enthaltend die Blätter Eisfeld, Steinheid, Spechtsbrunn, Meeder, Neustadt a. d. Heide, Sonneberg	6 »
zusammen	30 Blätter.
Es waren früher publicirt	134 »
Mithin sind im Ganzen publicirt	164 Blätter.

Was den Stand der noch nicht publicirten Kartenarbeiten betrifft, so ist derselbe gegenwärtig folgender:

1.	In der lithographischen Ausführung begriffen sind	67 Blätter.
2.	In der geologischen Aufnahme fertig, jedoch noch nicht zur Publikation in Lieferungen abgeschlossen	102 »
3.	In der geologischen Bearbeitung begriffen .	102 »
	Summa	271 Blätter.
	Einschliesslich der publicirten Blätter in der Anzahl von	164 »
	sind demnach im Ganzen bisher zur Untersuchung gelangt	435 Blätter.

B. Abhandlungen und Jahrbuch.

1. Band V, Heft 3. Die Werder'schen Weinberge. Eine Studie zur Kenntniss des märkischen Bodens von Dr. E. Laufer. Mit 1 Titelbilde, 1 Zinkographie, 2 Holzschnitten u. einer Bodenkarte.
2. Band VI, Heft 2. Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale von Max Blankenhorn. Mit 1 geognostischen Karte, 1 Profil- und 1 Petrefacten-Tafel.
3. Band VI, Heft 3. Die Fauna des samländischen Tertiärs. Von Dr. Fritz Noetling. I. Theil. Lieferung 1: Vertebrata. Lieferung 2: Crustacea und Vermes. Lieferung VI: Echinodermata. Nebst Tafelerklärungen und 2 Texttafeln. Hierzu 1 Atlas und 27 Tafeln.
4. Band VII, Heft 1. Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg, mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Von Dr. Felix Wahnschaffe. Mit einer Karte in Buntdruck und 8 Zinkographien im Text.
5. Jahrbuch der Königl. Preuss. geol. Landesanstalt und Bergakademie für 1884. CXI und 592 Seiten Text und 30 Tafeln.

Nach dem Berichte für das Jahr 1884 betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . 15 467 Blätter. Debit der Publikationen.

Im Jahre 1885 wurden verkauft:

von	Lieferung	I,	Gegend	von	Nordhausen . .	25 Bl.
»	»	II,	»	»	Jena	7 »
»	»	III,	»	»	Bleicherode . .	20 »
»	»	IV,	»	»	Erfurt	1 »
»	»	V,	»	»	Halle	5 »
»	»	VI,	»	»	Saarbrücken I. Theil . .	8 »
»	»	VII,	»	»	II. » . .	17 »
»	»	VIII,	»	»	Riechelsdorf . .	16 »
»	»	IX,	»	»	des Kyffhäusers	79 »
»	»	X,	»	»	Saarburg . . .	9 »
»	»	XI,	»	»	Berlin Nordwesten (Nauen etc.) .	23 »
»	»	XII,	»	»	Naumburg a. S. .	35 »
»	»	XIII,	»	»	Gera	5 »
»	»	XIV,	»	»	Berlin Nordwesten (Spandau) . .	22 »
»	»	XV,	»	»	Wiesbaden . .	70 »
»	»	XVI,	»	»	Mansfeld . . .	119 »
»	»	XVII,	»	»	Triptis-Neustadt	24 »
»	»	XVIII,	»	»	Eisleben . . .	23 »
»	»	XIX,	»	»	Querfurt . . .	33 »
»	»	XX,	»	»	Berlin Süden (Teltow etc.) .	56 »
»	»	XXI,	»	»	Frankfurt a. M. .	15 »
»	»	XXII,	»	»	Berlin Südwesten (Potsdam etc.)	21 »
»	»	XXIV,	»	»	Tennstedt . . .	11 »
»	»	XXV,	»	»	Mühlhausen . .	11 »
»	»	XXVI,	»	»	Berlin Südosten (Cöpenick etc.)	41 »

696 Blätter.

Latus 16 163 Blätter.

		Transport	16 163 Blätter.
Von Lief. XXVII, Gegend v. Lauterberg a. Harz	24 Bl.		
» » XXVIII, » » Rudolstadt . . .	9 »		
» » XXIX, » » Berlin Nordosten	424 »		
» » XXX, » » Eisfeld i. Thür. .	314 »		
		771	»
so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind:			16 934 Blätter.

Von den sonstigen Publikationen sind verkauft worden:

Abhandlungen.

Band I, Heft 1.	(Eck, Rüdersdorf)	1	Exempl.
» » » 3.	(Laspeyres, Rothliegendes bei Halle)	2	»
» » » 4.	(Meyn, Insel Sylt)	5	»
Band II, » 1.	(Weiss, Steinkohlen-Calamarien) . .	3	»
» » » 2.	(Orth, Rüdersdorf und Umgegend)	4	»
» » » 3.	(Berendt, Der Nordwesten Berlins)	9	»
» » » 4.	(Kayser, Devonfauna des Harzes) .	10	»
Band III, » 1.	(Weiss, Flora von Wünschendorf) .	7	»
» » » 2.	(Laufer und Wahnschaffe, Untersuchungen des Bodens der Umgegend von Berlin)	3	»
» » » 3.	(Meyn, Schleswig-Holstein) . . .	8	»
» » » 4.	(Schütze, Niederschlesisches Steinkohlenbecken)	1	»
Band IV, » 2.	(Koch, Homalonoten)	1	»
Band V, » 1.	(Roemer, Hildesheim)	2	»
» » » 2.	(Weiss, Calamarien)	9	»
» » » 3.	(Laufer, Die Werder'schen Weinberge)	4	»
» » » 4.	(Liebe, Ost-Thüringen)	15	»
Band VI, » 1.	(Beushausen, Spiriferen-Sandstein) .	20	»
» » » 2.	(Blankenhorn, Die Trias der Eifel)	58	»
» » » 3.	(Noetling, Samländisches Tertiär) .	54	»
Band VII, » 1.	(Wahnschaffe, Umgegend von Magdeburg)	98	»
» » » 2.	(Berendt, Märkisch-Pommersches Tertiär)	48	»

Ferner:

Jahrbuch für 1880	2 Exempl.
» » 1881	6 »
» » 1883	3 »
» » 1884	46 »
Weiss, Flora der Steinkohlenformation	31 »
Geologische Uebersichtskarte des Harzgebirges . .	28 »

2.
Arbeitsplan für die geologische Landesaufnahme im Jahre 1886.

I. Im Harz und seiner Umgebung.

1. Im Mittelharze wird Professor Dr. Lossen in Gemeinschaft mit dem Bergreferendar Koch die Aufnahme und Revision der Blätter Wernigerode, Derenburg, Elbingerode und Blankenburg (G. A. 56; 9, 10, 15 und 16)[1]) in ihrem hercynischen Antheile abschliessen und diese Blätter zum Druck fertigstellen.

Demnächst wird Professor Dr. Lossen in dem Blatte Harzburg (G. A. 56; 8) die Untersuchung des Brockengebietes und der metamorphischen und krystallinischen Bildungen zwischen diesem und dem Ocker-Thale fortsetzen, während Bergreferendar Koch in demselben Blatte das Schiefergebirge nördlich des Brockens zwischen dem Ilse- und dem Radau-Thale kartiren wird.

2. Im Westharze wird Bergrath Dr. von Groddeck die Untersuchungen am Bruch- und Ackerberge sowie die Revision der von ihm bearbeiteten Theile der Blätter Seesen, Zellerfeld, Osterode und Riefensbeck (G. A. 55; 12, 56; 7, 55; 18, 56; 13) fortsetzen.

3. Sekretär Halfar wird die Aufnahme des nordwestlichen Theiles des Blattes Zellerfeld (G. A. 56; 7) zwischen dem Ocker-Thale und der Linie der Schulenburger und Bockwieser Gangzüge sowie den hercynischen Theil des Blattes Goslar (G. A. 56; 1) zum definitiven Abschluss bringen.

---

[1]) G. A. 56; 9, 10, 15 und 16) = Gradabtheilung 56; Section 9, 10, 15 und 16.

4. Nördlich des Harzes wird Landesgeologe Dr. Branco die Kartirung des Blattes Osterwieck (G. A. 56; 3) in Angriff nehmen. Die Aufnahme der obersten Kreidemergel und der Quartärbildungen und die Trennung beider wird in diesem Blatte von dem Landesgeologen Dr. Wahnschaffe ausgeführt werden, welcher auch in dem Blatt Vienenburg (G. A. 56; 2) die Bearbeitung der Quartärbildungen ausführen wird.

5. Professor Dr. Dames wird die Aufnahme des Blattes Halberstadt (G. A. 56; 11) im Anschluss an seine Kartirung der Blätter Derenburg und Quedlinburg (G. A. 56; 10 und 17) beginnen.

6. Am Südrande des Harzes wird Landesgeologe Dr. Wahnschaffe eine theilweise Revision des in zweiter Auflage herauszugebenden Blattes Nordhausen (G. A. 56; 27) bewerkstelligen.

7. Am Westrande des Harzes wird Professor Dr. von Koenen die Aufnahme der Blätter Gandersheim und Westerhof (G. A. 55; 11 und 17) weiterführen und im Anschluss daran innerhalb der Blätter Seesen und Osterode (G. A. 55; 12 und 18) den westlichen Rand bis zu der Strasse von Förste über Gittelde nach Seesen revidiren.

8. In der weiteren Umgebung von Göttingen wird Professor Dr. von Koenen die Aufnahme der Blätter Nörten, Lindau, Göttingen, Waake, Reinhausen, Gelliehausen (G. A. 55; 22, 23, 28, 29, 34, 35) sowie der an Gandersheim und Westerhof (G. A. 55; 11 und 17) westlich angrenzenden Blätter Einbeck und Moringen (G. A. 55; 10 und 16) fortsetzen.

II. Im nördlichen Thüringen.

1. Ingenieur Frantzen wird die Revision der Blätter Treffurt und Kreuzburg (G. A. 55; 54 und 60) fertigstellen.

2. Dr. Bornemann sen. wird die Blätter Berka und Wutha (G. A. 56; 55 und 70; 1) vollenden und zur Publikation vorbereiten.

3. Dr. Bornemann jun. wird die Aufnahme des Blattes Fröttstedt (G. A. 70; 2 weiterführen.

III. Im Thüringer Walde und seiner Umgebung.

1. Bezirksgeologe Dr. BEYSCHLAG wird unter Mitwirkung des Geheimenraths Professor Dr. BEYRICH die von diesem zum grössten Theil aufgenommenen Blätter Eisenach und Salzungen (G. A. 69; 6 und 12) fertigstellen.

2. Professor Dr. WEISS wird die Aufnahme des Blattes Friedrichsroda (G. A. 70; 8) abschliessen und alsdann eine Revision der von Herrn VON SEEBACH aufgenommenen Darstellungen der nordöstlichen Theile der Blätter Schmalkalden und Tambach (G. A. 70; 13 und 14) ausführen.

3. Professor Dr. BÜCKING wird innerhalb des von ihm bearbeiteten Hauptheiles des Blattes Schmalkalden (G. A. 70; 13) einige zu dessen Vollendung erforderliche Revisionen und Ergänzungen bewirken.

4. Professor Dr. VON FRITSCH wird den von ihm bearbeiteten mittleren Theil des Blattes Tambach (G. A. 70; 14) sowie das Grenzgebiet des von ihm aufgenommenen Blattes Suhl (G. A. 70; 21) gegen das Blatt Ilmenau (G. A. 70; 22) revidiren und dadurch die von ihm bewirkten Aufnahmen in den Blättern Tambach, Schwarza, Suhl und Schleusingen (G. A. 70; 14, 20, 21 und 27) zum Abschluss bringen.

5. Dr. ZIMMERMANN wird die Aufnahme des Blattes Crawinkel (G. A. 70; 15) unter Zugrundelegung der von Herrn Geheimen Hofrath Professor Dr. SCHMID hinterlassenen Vorarbeiten beginnen und zu vollenden suchen.

6. Dr. LORETZ wird die von Herrn Geheimen Hofrath Professor Dr. SCHMID hinterlassene Aufnahme des Blattes Ilmenau (G. A. 70; 22) revidiren und druckfertig herstellen.

7. Professor Dr. BAUER wird eine Schlussrevision seiner Aufnahme des Blattes Ohrdruf (G. A. 70; 9) unter gemeinschaftlicher Grenzausgleichung gegen Blatt Friedrichsroda (G. A. 70; 8) mit Professor Dr. WEISS und gegen die Blätter Arnstadt und Crawinkel (G. A. 70; 10, 15) mit Dr. ZIMMERMANN ausführen.

8. Dr. PROESCHOLDT wird den von ihm bearbeiteten Antheil des Blattes Schwarza (G. A. 70; 20) sowie das von ihm aufge-

nommene Blatt Themar (G. A. 70; 26) insbesondere hinsichtlich der Darstellung des Buntsandsteins revidiren und alsdann die Abschliessung der Blätter Dingsleben und Hildburghausen (G. A. 70; 32 und 33) zu bewirken suchen.

9. Landesgeologe Dr. LORETZ wird nächst der Revision des Blattes Ilmenau (G. A. 70; 22) seine Aufnahmen innerhalb der Blätter Masserberg, Breitenbach und Gräfenthal (G. A. 70; 28, 29 und 30) abschliessen und im Spätsommer die Untersuchung innerhalb der Blätter Coburg und Steinach (G. A. 70; 46, 47 und 48) fortsetzen.

10. Professor Dr. LIEBE wird die Aufnahme der Blätter Naitschau und Greiz (G. A. 71; 23 und 24) sowie in Gemeinschaft mit Dr. ZIMMERMANN diejenige der Blätter Lehesten, Lobenstein und Hirschberg (G. A. 71; 31, 32 und 33) weiterführen.

11. Dr. ZIMMERMANN wird die Aufnahmearbeiten mit der Fertigstellung des Blattes Liebengrün (G. A. 71; 26) beginnen.

IV. In der Provinz Hessen-Nassau.

1. Bezirksgeologe Dr. BEYSCHLAG wird nach Beendigung der Arbeiten bei Eisenach die Aufnahme der Blätter Altmorschen und Ludwigseck (G. A. 55; 56 und 69; 2) sowie die Revision des Blattes Melsungen (G. A. 55; 50) fertigstellen.

2. Dr. OEBBEKE wird die Aufnahme der Blätter Neukirchen und Niederaula (G. A. 69; 7 und 8) zum Abschluss bringen.

3. Professor Dr. BAUER wird die Aufnahme des Blattes Tann (G. A. 69; 23) vollenden.

4. Professor Dr. BÜCKING wird die von ihm begonnene Untersuchung der Blätter Kella, Neuswarts, Kleinsassen, Hilders und Gersfeld (G. A. 55; 47, 69; 22, 28, 29 und 34) weiterführen.

5. Ingenieur FRANTZEN wird nach Abschluss der Arbeiten im Norden des Thüringer Waldes das Blatt Salmünster (G. A. 69; 43) fertigstellen und demnächst zu der Kartirung der Blätter Hünfeld, Grossenlüder und Fulda (G. A. 69; 21, 26 und 27) unter Benutzung der Vorarbeiten des Landesgeologen Dr. SPEYER übergehen.

6. Professor Dr. Kayser wird das Blatt Niederlahnstein (G. A. 67; 33) abschliessen und alsdann die Aufnahme innerhalb der Blätter Rittershausen, Dillenburg und Herborn (G. A. 67; 12, 18 und 24) beginnen.

7. Dr. Angelbis wird das Blatt Dachsenhausen (G. A. 67; 45) vollenden und nachher die Aufnahme der Blätter St. Goarshausen und Algenroth (G. A. 67; 51 und 52) sowie die Revision des von dem Landesgeologen Dr. C. Koch aufgenommenen Blattes Pressberg (G. A. 67; 58) in Angriff nehmen.

V. In der Rheinprovinz.

Landesgeologe Grebe wird zunächst eine Revision des Preussischen Antheils der publicirten Blätter Sierck, Merzig, Grosshemmersdorf, Busendorf und Ludweiler (G. A. 80; 31, 32, 38, 44 und 45) an der Deutsch-Lothringischen Landesgrenze ausführen. Alsdann wird derselbe die Blätter Buhlenberg, Birkenfeld, Türkismühle (Nohfelden), Freisen, Ottweiler und St. Wendel (G. A. 80; 23, 24, 29, 30, 35 und 36) zur Publikation fertigstellen und in der dann etwa noch übrigen Zeit die Aufnahme in der Eifel fortsetzen.

VI. In der Provinz Schlesien.

1. Bezirksgeologe Dr. Dathe wird die Aufnahme in den Blättern Rudolfswaldau, Langenbielau, Neurode und Frankenstein (G. A. 76; 19, 20, 26 und 27) fortsetzen.

2. Dr. Stapff wird die Aufnahme der Blätter Schweidnitz und Charlottenbrunn (G. A. 76; 7 und 13) weiterführen.

3. Bergrath Schütze wird innerhalb der Blätter Ruhbank, Freiburg, Landeshut und Waldenburg (G. A. 75; 11, 12, 17 und 18) das Steinkohlengebirge kartiren.

VII. Im Aufnahmegebiet des Flachlandes.

a) Im Havelländischen Arbeitsgebiete.

1. Professor Dr. Scholz wird mit Hülfe des Culturtechnikers Baldus die Aufnahme der Blätter Plaue und Brandenburg (G. A. 44; 31 und 32) in Angriff nehmen.

2. Professor Dr. GRUNER wird unter zeitweiser Hülfeleistung des Culturtechnikers FISCHER die Section Parey (G. A. 43; 40) aufnehmen und nach deren Vollendung auf Blatt Werben (G. A. 43; 10) übergehen.

3. Landesgeologe Dr. WAHNSCHAFFE wird nach Ausführung der Untersuchungen am Harzrande die Aufnahme der Blätter Glöwen und Havelberg (G. A. 43; 5 und 11) unter Hülfeleistung des Culturtechnikers FISCHER in Angriff nehmen.

4. Bezirksgeologe Dr. KEILHACK wird die Aufnahme der Blätter Genthin, Schlagenthin, Parchen und Theesen (G. A. 43; 35, 36, 41 und 47) ausführen und dabei die Instruction der neu eingetretenen Culturtechniker TÖLLNER, HÜBINGER und BLÜTHNER bewerkstelligen.

5. Landesgeologe Dr. LAUFER wird die Aufnahme der an das frühere Berliner Arbeitsgebiet grenzenden Blätter Gross-Kreutz und Lehnin (G. A. 44; 33 und 39) in Angriff nehmen.

6. Bezirksgeologe Dr. KLOCKMANN wird im Anschluss an das Uckermärkische Arbeitsgebiet die Blätter Neu-Ruppin und Fehrbellin G. A. 44; 3 und 9) kartiren.

b) Im Uckermärkischen Arbeitsgebiete.

1. Landesgeologe Professor Dr. BERENDT wird in der nicht durch Inspectionsreisen in die verschiedenen Arbeitsgebiete des Flachlandes beanspruchten Zeit mit Hülfe des Culturtechnikers WÖLFER das Blatt Gross-Schönebeck (G. A. 45; 2) kartiren, die drei anstossenden Blätter Joachimsthal, Ruhlsdorf und Eberswalde (G. A. 47; 3, 8 und 9) revidiren und die genannten 4 Blätter zum Abschluss zu bringen suchen.

c) Auf Rügen.

Professor Dr. SCHOLZ wird in der zweiten Hälfte des Sommers die geologische Untersuchung der Insel Rügen in deren östlichem Theile (im Mönchgute und der Stubnitz) beginnen.

d) In Westpreussen.

1. Dr. JENTZSCH wird Blatt Münsterwalde (G. A. 33; 15) fertigstellen und demnächst die Aufnahme der Blätter Pestlin, Gross-Radau, Gross-Krebs und Riesenburg (G. A. 33; 11, 12, 17 und 18) in Angriff nehmen.

2. Dr. EBERT wird Blatt Neuenburg (G. A. 33; 21) abschliessen und demnächst die Aufnahme des Blattes Nieder-Zehren (G. A. 33; 23) beginnen.

e) In Ostpreussen.

1. Dr. KLEBS wird die Aufnahme der Blätter Falkenau und Schlippenbeil (G. A. 18; 46 und 47) ausführen und eventuell nach deren Vollendung auf Blatt Langheim (G. A. 18; 53) übergehen.

2. Dr. SCHRÖDER wird die Aufnahme der Blätter Rössel und Heiligelinde (G. A. 18; 59 und 60) beginnen.

3. Dr. NOETLING wird das Blatt Bischofstein (G. A. 18; 58) fertigstellen.

3.
Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1885.

Mittheilung des Herrn K. A. LOSSEN über Aufnahmen auf den Sectionen Blankenburg, Elbingerode, Quedlinburg und Wernigerode.

Die im Sommer und Herbste 1885 von mir ausgeführten geognostischen Aufnahmen im nördlichen Mittelharze zwischen Brocken und Rammberg gingen insoweit über die mir im Arbeitsplan desselben Jahres zuertheilte Aufgabe hinaus, als der Wunsch, dem internationalen Geologen-Congress ein abgerundetes Bild der Umgebung von Thale als Unterlage für die dort von den Congressmitgliedern zu unternehmenden Excursionen darzubieten, mehrwöchentliche Begehungen auf der Section Quedlinburg veranlasst hat, deren Ergebniss in der mit Prof. DAMES gemeinsam entworfenen »Geologischen Karte der Umgebung von Thale« zu finden ist. Dadurch ging der für die Aufnahmen im Ostantheile der Brockengruppe auf den Blättern Elbingerode und Wernigerode bestimmte Augustmonat verloren, und konnten die im September auf dem letzteren Blatte in jenem Antheil behufs Anschluss an die Arbeiten des Herrn KOCH unternommenen Aufnahmen nicht zum völligen Abschlusse gebracht werden. Ueber die wichtigeren Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Blankenburg und Elbingerode sind diesem Bande des Jahrbuchs zwei besondere Abhandlungen unter der Rubrik »Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss des Harzes« eingefügt.

Mittheilung des Herrn M. Koch über Aufnahmen auf den Blättern Derenburg und Wernigerode und speciell der hercynischen Schichten im Nordflügel der Elbingeroder Mulde.

Die geognostischen Aufnahmen im Sommer 1885 hatten zur Aufgabe, die hercynischen Schichten des Nordflügels der Elbingeroder Mulde, soweit sie das Gebirge im Bereich der Blätter Derenburg und Wernigerode aufbauen, und speciell die an sedimentären und eruptiven Einlagerungen reichen Horizonte der Unteren Wieder Schiefer im Detail zu kartiren. — Die Beobachtungen über Verbreitung, Tektonik und petrographische Ausbildung der einzelnen Schichtenglieder stimmen so vollständig mit den bereits im Jahrbuch für 1880 über das Gebiet veröffentlichten Mittheilungen des Herrn Lossen überein, dass eine nochmalige Darlegung als überflüssig erscheint. Ich bemerke nur, dass eine Trennung der Wetz- und Kieselschiefereinlagerungen der Unteren Wieder Schiefer, welche in den bereits publicirten Sectionen des Unterharzes durch eine gemeinsame Signatur zusammengefasst worden sind, sich hier als durchführbar erwies, und hebe ferner hervor, dass die Beobachtung Lossen's über die Zugehörigkeit dieser Einlagerungen zu bestimmten Niveau's der Stufe, derartig, dass Wetzschiefer für den liegenden, Kalkstein für den mittleren und Kieselschiefereinlagerungen für den hangenden Theil derselben charakteristisch sind, durch die Detailkartirung volle Bestätigung gefunden hat. Organische Reste, welche in den äquivalenten Horizonten des Südflügels der Mulde und namentlich in der Südhälfte des Unterharzes so häufig sind, und die bisher nur aus der Analogie mit jenen Horizonten und dem Schichten-Verbande abgeleitete Altersstellung auch für diesen Theil des Gebirges paläontologisch fixiren könnten, haben sich bisher weder in den Schiefern, noch in ihren Einlagerungen vorgefunden.

Die zu dem postgranitischen, mittelhercynischen Eruptivspaltensystem gehörenden Porphyrgänge, welche die hercynischen Schichten in ungefähr nord-südlicher Richtung durchbrechen, konnten in ihrem Verlaufe mehrfach vervollständigt, und ihre Zahl um eine weitere, noch nicht gekannte Gangspalte vermehrt werden. Diese durchsetzt die Schichten zwischen der am weitesten nach Westen

liegenden Spalte des quarzreichsten Porphyrs, der von Hasserode bis in die Gegend von Sophienhof, nördlich Ilfeld, bekannt ist und der des quarzärmeren, die vom Schlossgarten bei Wernigerode bis gegen Trautenstein hin reicht, und liess sich von der Höhe des langgezogenen Rückens südlich der Harburg durch das kalte Thal, über den Hilmansberg bis zum Zilliger Bach, nahe der Südgrenze des Blattes Wernigerode, verfolgen. Das Gestein, entsprechend der geringen Mächtigkeit der Spalte, von sehr feinkörniger bis dichter Structur und vorherrschend als Mandelstein entwickelt, schliesst sich nach dem äusseren Habitus an die basischen Glieder der die Spalten erfüllenden Porphyrmassen, die Diabas-ähnlichen schwarzen Porphyre des Harzes, an. Bringt die Analyse die Bestätigung, so wird durch das Wiedererscheinen basischen Gesteins zwischen den sauersten Gliedern der Erfüllungsmassen die im Allgemeinen regelmässige Folge von Gesteinen mit von Osten nach Westen sich steigernder Acidität erheblich gestört. Wie hier als Wirkung der geringen Oeffnung der Spalte das Eruptivgestein in seiner ganzen Breite sehr feinkörnig erstarrt ist, zeigen auch die übrigen Gänge fast überall, wo günstige Aufschlüsse die Beobachtung unterstützen, nach den Salbändern hin deutliche Verdichtung. Bei dem grauen Porphyr der westlichsten und zugleich mächtigsten Spalte geht mit dieser Verdichtung eine merkliche Aenderung im mineralogischen Bestande Hand in Hand, deutlich zu beobachten in den Aufschlüssen, welche die Chaussee auf der Nordseite des kalten Thals und gegenüberder neue Fahrweg nach dem Jagdhaus des Hilmansberges geschaffen haben. Während die Hauptmasse dieses mächtigen Ganges aus einem grobkörnig-porphyrischen Gestein mit zahlreichen Ausscheidungen von Quarzdihexaëdern, grösseren Orthoklasen, spärlichem Plagioklas und einem grünlichen Pyroxen- oder Amphibolmineral besteht, nehmen wenige Fuss vom Salbande entfernt, unter Verfeinerung des Korns und Dunklerwerden der Farben, Quarz und Orthoklas bis zum fast völligen Verschwinden ab, Plagioklas wird dagegen herrschend. Als Endglieder entstehen nach zahlreichen Uebergängen basische Gesteine, welche im Aeusseren den schwarzen Porphyren, wie sie in den Spalten östlich vom Gr. Mühlenthal am Mahlberg u. s. w. auftreten, fast vollständig gleichen. Es

liegt demnach hier die interessante Thatsache vor, dass das Magma eines Ergusses sich in ein saures Gestein der Gangmitte und in ein basisches Salbandgestein spaltet.

Die Contactwirkungen der Porphyre beschränken sich dem Schiefer gegenüber auf mehr oder weniger deutliche, nur an den dem Salbande zunächst liegenden Theilen bemerkbare Härtung. Die dichten graublauen Kalksteine der Unteren Wieder-Schiefer sind häufig, nicht immer, in ähnlicher Weise wie die jüngeren devonischen Kalksteine der Elbingeroder Mulde in körnige, weisse Gesteine metamorphosirt. Abweichend von dieser gewöhnlichen Ausbildungsweise finden sich an mehreren Stellen des schon erwähnten westlichen Ganges körnig-schuppige oder -langflaserige, durch kohlige Substanz dunkelgefärbte Kalkspathmassen, deren Entstehung, da sie nur in der Nähe des Ganges beobachtet wurden, wohl auch auf contactmetamorphe Einflüsse oder diese begleitende Vorgänge zurückzuführen sein dürfte. Die einzelnen Körner oder Flasern sind alle parallel der Hauptaxe orientirt, aber um diese verschieden gedreht. Beim Schlagen von Handstücken erhält man daher meist einem Doppelkegel sich annähernde Formen, durch dessen Spitzen die Hauptaxe geht, und dessen Mantel von den Spaltflächen der einzelnen Flasern gebildet wird. Ein Dünnschliff, welcher nach einem Kreisschnitt des Kegels angefertigt ist, zeigt demnach in seiner ganzen Ausdehnung das Axenbild des Kalkspaths. Die einzelnen Individuen sind meist von feinen Zwillingslamellen-Systemen durchsetzt. Verbiegungen dieser, undulose Auslöschung und optisch anomales Verhalten, das sich durch Oeffnen des Kreuzes kundgiebt, sind als Druckphänomene anzusehen und liefern den Beweis, dass die Kalksteine starken Pressungen unterworfen gewesen sind.

Mittheilung des Herrn A. Halfar über Aufnahmen, vorzugsweise auf der nordnordöstlichen Abdachung des nordwestlichen Harzgebirges westlich der Stadt Goslar.

Dieselben fanden im Devon und in den Culmschichten statt, beschränkten sich im nordwestlichen Theile des Messtischblattes Zellerfeld auf einige Ergänzungen und bestanden im Gebiete des

nördlich angrenzenden Blattes Goslar in der Kartirung der Goslarer Schiefer, insbesondere aber einer Anzahl Diabas-Vorkommen in denselben.

Da die **Goslarer Schiefer** auf Blatt Goslar im Westen dieser Stadt vorwiegend die unmittelbare nordöstliche Fortsetzung derjenigen auf dem südlichen Nachbarblatte Zellerfeld sind, so ist es erklärlich, wenn, wie wenigstens in den bisher untersuchten Theilen, namhafte Abweichungen von ihrem sonstigen Vorkommen fast nirgends bemerkt wurden. Anzuführen sind jedoch sich wiederholende, etwas eisenschüssige, bräunlichgelb verwitternde Thonschiefer-Einlagerungen, welche zusammen mit an dünnen, dunklen Kalkbänkchen reichen, blaugrauen Schiefern an der nördlichen Abdachung des Lütjen-Berges südlich von Julius Hütte auftreten, ferner eine ausnahmsweise mächtige Einlagerung dunklen, dichten bis kleinkrystallinischen Kalksteins in der östlich von genanntem Hüttenwerke quer über den Nordberg nach der Restauration Marienbad führenden Schneise, und zwar an dem nördlichen Absturze des niedrigeren, mehr westlichen Ausläufers dieses Berges gegen NO. hin.

Die Richtung der Sattel- und Muldenlinien der Falten des Goslarer Schiefers, also das Streichen im Grossen und Ganzen, ist, wie auf Blatt Zellerfeld, im Allgemeinen ein südwest-nordöstliches, entsprechend dem vorherrschenden niederländischen Faltungssystem des ganzen Gebirgskörpers. Näher dem nördlichen Harzrande wurde indess, abweichend hiervon, obschon nur stellenweise, auch eine Schieferschichten-Faltung im Sinne des hercynischen Systems beobachtet mit einer Hauptausdehnung der Mulden und Sättel in h. 7 bis 9.4 [1]). Am weitesten vom Nord-Rande des eigentlichen, alten Harzgebirges nach S. entfernt, zeigte sich ein solches Streichen in einem verlassenen Steinbruche am rechten Ufer der Grane am nordwestlichen Fusse des Schafskopfes west-

[1]) Die Compassangaben beziehen sich auf die unveränderten Ablesungen von dem sächsischen Gruben- oder richtiger Handcompass mit Diopteru, wobei Weltnord nach der westlichen Deklination in der betreffenden Gegend für 1885 als h. 0.6.12 O. angenommen ist.

lich Goslar, südlich des »Wolfsschlucht« genannten Bergeinschnittes.

Wie stark — entgegengesetzt mehrfachen bisherigen Angaben — auch in diesem, dem nordwestlichen Harzrande schon sehr genäherten Gebirgstheile, die Schichten noch gefaltet sind, dies beweist das Profil der südwestlichen Wand eines alten Dachschieferbruches am linken Gehänge des Scheep-Thales, westlich von Julius Hütte. Hier ist in den in h. 2.4 verlaufenden Schieferschichten-Falten sowohl deren enge Zusammenpressung, als auch die Ueberlagerung der liegenden Flügel der Sättel durch ihre hangenden, also die sogenannte »Ueberkippung«, recht deutlich zu erkennen. Die Sattelköpfe sind dabei nach WNW. hin weit über die zugehörigen Mulden gebogen; die Sattel- und Muldenlinien fallen örtlich ausnahmsweise schwach, nämlich unter etwa 4^0, nach Süden ein.

Zerklüftungen nach drei hauptsächlich wiederkehrenden Streichungsrichtungen sind im Goslarer Schiefer dieser Gegend wiederholt deutlich zu beobachten. Zwei derselben entsprechen den beiden obengenannten Systemen der gesammten Gebirgsschichten-Faltung und sind wohl einfach als Folgen der Ueberschreitung der Elastizitätsgrenze der Gesteine beim Vorgange derselben aufzufassen; die dritte, zwischen diesen beiden gelegene, könnte als die Resultanten-Wirkung aus beiden Faltungen gedeutet werden, zumal dann, wenn beide in einem gewissen Zeitraume der Gebirgsbildung zusammen thätig gewesen wären, beispielsweise so, dass die ältere Faltung im Sinne des niederländischen Systems noch nicht ganz aufgehört hatte, als die jüngere des hercynischen Systems bereits begann. — Von diesen 3 Hauptzerklüftungen seien nur zwei Beispiele dicht von dem nördlichen Gebirgsrande erwähnt. An dem in nördlicher Richtung geführten Fahrwege westlich der Julius Hütte streichen, 57 Schritte nördlich unterhalb der Eisenbahnlinie nach Langelsheim, die dickschieferigen Goslarer Schiefer in h. 8.6, bei dem geringen Einfallen von 5^0 nach NNO. Ihre Hauptschlechten liegen in fast genau dieser Streichrichtung, zwischen h. 8.3 bis h. 9.2, während das Fallen unter 80^0 nach S. gerichtet ist. Eine zweite Schlechtung verläuft in h. 5

mit 87° Fallen nach SSO., die dritte in h. 1.3 mit einem Fallen von 65—70° gegen W. Das zweite Beispiel bietet ein ganz vereinzeltes, und zwar zwischen Gut Astfeld und Goslar das nördlichste Vorkommen fest anstehender Goslarer Schiefer überhaupt. Am nordnordöstlichen Abfalle der grossen Schotterablagerung, genannt »die Haar«, an dem Austritte der Grane aus den Harzbergen ist nämlich südwestlich vom Kümmelberg bei Gut Riechenberg in einem kurzen Wasserrisse vielfach zerklüfteter, zu einer thonigen Masse veränderter, dickschieferiger Thonschiefer aufgeschlossen, dessen Schichtung fraglich in h. 4.3 streicht, da das schlecht abzunehmende muthmassliche Schichtenfallen in h. 10.4 unter 8° Neigung nach SO. gerichtet ist. Seine deutlichste Abschlechtung liegt in h. 7.3 und fällt unter 85° südwärts; eine zweite, hier aber sehr undeutlich zu beobachtende, verläuft in h. 3.2 und die dritte, gut erkennbare, streicht in h. 1.5 und fällt sehr steil, unter etwa 87° meist nach W., z. Th. indess auch nach Ost hin ein.

Dem sehr bemerkenswerthen Spaltenverlaufe in ostsüdostwestnordwestlicher Richtung, welcher in noch etwas weiteren Grenzen schwankt, als sich zufällig aus den zwei gewählten Beispielen — h. 7.3 bis h. 9 — ergiebt, schliesst sich sehr nahe das Streichen der aus dem vorliegenden Gebiete bis jetzt allein nur anzuführenden

Verwerfung, des interessanten Quarzganges des Todtberges westsüdwestlich von Julius Hütte, an. Dieser ist ganz zweifellos die Ursache, dass der Todtberg und als dessen unmittelbare niedrigere, nordwestliche Fortsetzung der Heiligenberg, südlich Astfeld, eine Längenerstreckung erhalten haben, welche von der südwest - nordöstlichen Hauptrichtung sämmtlicher Bergformen in ihrer Umgebung auffallend abweicht. Beide Berge nämlich verlaufen gleich dem ihre Rücken durchsetzenden Gange im Grossen und Ganzen in h. 9.4, also von SO. nach NW. Der Hauptfahrweg oben an dem südöstlichen Ausläufer des Todtbergrückens schliesst diesen kaum erzreichen Gang mit nur 6 Schritt Breite auf. Weite Schachtpingen mit bedeutenden alten Halden führen in einem langen Zuge von da bis über den höchsten Berggipfel hinaus. Aus diesem ragt der Quarzgang als ein mächtiger,

einer Mauerruine ähnlicher, malerischer, lichtgrauer Felsen von 31 Schritt Länge und 20 Schritt Breite etwa 7 Meter hoch empor. Obschon dieses Stück des Ganges ein nördliches, und zwar ziemlich flaches Einfallen unter 55° zeigt, so dürfte der Gesammtverlauf des im westlichen Theile fast nur durch lose weisse Quarzblöcke und -Brocken zu verfolgenden Erzganges dennoch eher auf ein sehr steiles Hauptfallen nach S. hindeuten und dadurch um so mehr auf einen genetischen Zusammenhang mit der letzterwähnten Spaltenrichtung. Von Erzen sind auf der eingeebneten Halde einer sehr weiten Schachtpinge, ungefähr 130 Schritt nordwestlich vom Berggipfel, in drusigen Quarzstücken bis 2 Centimeter starke Trümchen von meist zersetztem Kupferkies, ferner Ziegelerz und Kieselkupfer zu erkennen.

Von Eruptivgesteinen ist das Vorkommen von **Diabas** im Goslarer Schiefer zu erwähnen.

Dichter Diabas, und zwar meist als Diabasmandelstein ausgebildet, tritt im Gebiete des Blattes Goslar jedenfalls häufiger auf, als dies bisher allgemein angenommen und bildlich dargestellt wurde. Recht typisch ist derselbe am linken Graneufer zwischen dem zur Julius Hütte gehörenden Teiche und den südlichsten Häusern des Hüttenorts entwickelt, wie dies 1878 durch Herrn Bergrath Dr. von Groddeck erkannt wurde. Aber auch an dem südlich gegenüberliegenden Granethalgehänge, am westlichen Fusse des Nordberges, wurde von mir bereits 1871 Diabasmandelstein beobachtet. Mit einem Uebergange zu Schalstein findet sich solcher unfern vom südwestlichen Ende des sehr langgestreckten Rückens des letztgenannten Berges, kommt in wieder mehr typischer Ausbildung stellenweise auch sonst auf ihm, ferner auf dem in seine südwestliche Verlängerung fallenden, ebenfalls oft kammartigen, langen Lütjenbergrücken, obschon hier nur untergeordnet, vor und tritt mit etwas abweichender Beschaffenheit örtlich in den zahlreichen Diabasklippen auf, womit der untere nordnordwestliche Absturz des südwestlicheren höheren Königsberggipfels als südsüdöstliches Gehänge des Grossen Schüsselthales förmlich übersäet ist. Das hiesige Gestein kann eher sehr feinkörnig, als dicht genannt werden und enthält die Mandeln als kleine Kügelchen von schwarzgrünem Chlorit höchst sparsam eingeschlossen.

Diabasporphyr mit in der licht grünlichgrauen Grundmasse nicht selten ausgeschiedenen bis 5 Millimeter grossen Plagioklaskrystallen, bildet eine sehr kleine und niedrige, sich kaum aus ihrer Umgebung erhebende Kuppe auf der nördlichen Abdachung des Lütjenberges.

Körniger Diabas herrscht indess in dem bisher untersuchten Theile des Blattes Goslar über die anderen Varietäten vor. Mit bis $1^1/_2$ Millimeter erreichenden Plagioklaskörnern findet sich derselbe auf der kleinen Kuppe des Frankenberges nordöstlich von Wolfshagen und südwestlich von Julius Hütte. Weniger grobkörnig zeigt sich derjenige auf der höheren nordöstlichen Schafskopf-Kuppe westlich Goslar und auf dem Nord- und Lütjenberge.

Die verschiedenen Diabasarten erscheinen nicht selten nahe bei einander. Das ganze Auftreten des Eruptivgesteins sowie die oft reihenweise Anordnung seiner Einzelvorkommen im Hauptstreichen der Sattel- beziehungsweise Muldenfalten des Goslarer Schiefers machen den Eindruck, als ob dasselbe auf Spalten emporgepresst worden sei, die in ihrem Verlaufe eine sehr verschiedene, z. Th. bis zum Verschwinden geringe Weite besassen und sich zuweilen nahe neben einander wiederholten. Jedoch kann erst eine weitere möglichst ins Einzelne gehende Kartirung über die Richtigkeit dieser Auffassung entscheiden. — Die Eruption des Diabases erfolgte wahrscheinlich erst nach dem Beginne, doch lange vor der Beendigung der wohl sehr langsamen, nicht plötzlichen älteren Schichtenfaltung.

Es wird an mehreren Stellen, so besonders zwischen dem Töllen- und Granethale recht schwierig, die Grenze zwischen dem alten Harzgebirge, hier also dem Goslarer Schiefer mit seinen Einlagerungen, und den sich nördlich oder richtiger nordnordöstlich in steiler Schichtenstellung vorlegenden jüngeren, sogenannten Randformationen des Harzes sicher zu ermitteln, weil in Folge von Ueberlagerung durch mächtige Diluvial- und auch Alluvialmassen oft beiderseits die Aufschlüsse fehlen. Wahrscheinlich stellt jedoch diese Grenze keine in ostsüdost - westnordwestlicher Richtung continuirlich fortsetzende Linie dar, so z. B. von dem nördlichsten Auftauchen des Goslarer Schiefers südwestlich

vom Kümmelberge nach dem Wiederauftreten desselben Gebirgsgliedes dicht südwestlich vom Bahnhofe Langelsheim. Vielmehr dürfte das südliche Zurückweichen der fest anstehenden Schichten dieser Stufe in dem Raume zwischen der Grane bei der Julius Hütte und dem Punkte, wo die Chaussee südlich vom Langelsheimer Bahnhofe den Töllenbach kreuzt, auch auf ein entsprechendes südliches Zurücktreten der alten Harzgrenze auf diese Erstreckung hinweisen.

Von dem eigentlichen Massiv des Harzes durch eine an der engsten Stelle etwa 140 Schritt breite, thalartige Einsenkung getrennt, erhebt sich nordöstlich von Julius Hütte ein in westöstlicher Richtung kaum 1 Kilometer langgestreckter, niedriger, nur südwärts etwas steil abfallender Hügel, der Kümmelberg, auf dessen östlichem Ende das Klostergut Riechenberg steht. Derselbe stellt ein inselartiges Vorkommen von feinkörnigen, örtlich in ein kleinkörniges Conglomerat übergehenden Grauwacken mit Einlagerungen sehr unreiner Thonschiefer dar, welche am westlichen Hügelende häufiger werden. Die Grauwacken zeichnen sich durch eine an die des Kieselschiefers erinnernde Kurzklüftigkeit aus. Das Gesteinsstreichen geht aus einer nordsüdlichen Richtung, dicht an Riechenberg, gegen W. hin allmählich in eine nordwest-südöstliche Richtung über, aus h. 1.2 in h. 8.4, wobei das ersteren Falles 70—80^0 betragende steile Einfallen nach O. gegen W. hin in ein sehr flaches nach SW., beziehungsweise SSW., übergeht.

Obschon Petrefacten nicht beobachtet wurden, kann das inselförmige Vorkommen seiner petrographischen Beschaffenheit nach am ehesten als Culm gedeutet werden. Dass dasselbe durch eine Verwerfung von den südlich auftretenden Goslarer Schiefern des alten Harzkörpers abgeschnitten wird, ist zweifellos. Sehr wahrscheinlich trennen aber auch Verwerfungen diese vermuthliche Culminsel im Norden und vielleicht auch Osten von dem Muschelkalke und von den sogenannten Harz-Randformationen überhaupt.

Mittheilung des Herrn W. Branco über Aufnahme der Section Goslar.

In übereinstimmender Weise mit dem weiter nach O. gelegenen Randgebirge des Harzes, besitzt auch der auf Blatt Goslar

gelegene Theil desselben zunächst dem Harze eine steil aufgerichtete bis überkippte Lagerung. Trias, Jura und Untere Kreide nehmen an derselben allerorten Theil; wogegen die Obere, an der Innerste auch bereits die Mittlere Kreide in flacher Lagerung auf jene steile Zone folgt.

Im N. des Blattes erhebt sich, von Grauhof bis nach und über Salzgitter hinausziehend, ein bewaldeter Höhenzug, welcher durch das in grosser Erstreckung zu Tage tretende neocome Eisenerz eine technische Wichtigkeit erlangt. Auch bezüglich seines inneren Aufbaues ist dieser aus Schichten der Trias und Kreide bestehende Höhenzug von Interesse. Er wird gebildet durch eine, von SW. nach NO. streichende, langgestreckte Sattelfalte, welche durch die Erosion in eine grosse Anzahl von Bergen und Thälern zerlegt worden ist.

In ihrem südlichen Theile stellt sich diese Falte dar als ein regelrechter Sattel. In dem nördlichen dagegen treten gewisse Abweichungen zu Tage, welche sich jedoch ohne Beigabe der Karte hier nicht erläutern lassen.

Mittheilung des Herrn W. Dames über Aufnahme auf dem Blatte Derenburg.

Von wissenschaftlichen Ergebnissen der Aufnahme des Blattes Derenburg in dessen nicht von paläozoischen Formationen eingenommenem Theile ist hervorzuheben, dass es gelang, in der Gegend von Benzingerode auch die bisher von hier nicht gekannten Glieder der unteren Zechsteinformation (Zechsteinconglomerat, Kupferschiefer, Zechstein) nachzuweisen und selbst in den oberen Stufen eine Gliederung vorzunehmen, welche nun diese Ablagerungen mit denen am Südrand des Harzes in völlige Uebereinstimmung bringt. — Auch wurde ein neuer Punkt südlich von Benzingerode aufgefunden, wo tertiäre Sande anstehen.

Mittheilung des Herrn E. Weiss über Aufnahmen auf Blatt Wutha und Friedrichroda.

Die Aufnahmen auf Blatt Wutha im Herbst 1885 bilden eine Fortsetzung derjenigen vom Jahre 1884 und schliessen die im Süden und Südwesten gelegenen Theile des älteren Gebirges, zum

Theil einschliesslich des Zechsteins und der untersten Buntsandsteinschichten ab. Hauptgegenstand war der Versuch, die Gliederung des Zechsteins weiter- und durchzuführen. Diese Gliederung gestaltet sich da, wo die untere Abtheilung in normaler Entwicklung vorhanden ist, in der Weise, dass Kupferschiefer, z. Th. mit Zechsteinconglomerat darunter und mit Zechstein darüber, ein sehr schmales Band bildet, auf welches ein meist mächtiger entwickelter Dolomit, gewöhnlich cavernös, gelblich oder gelblichgrau, als Repräsentant des Mittleren Zechsteins folgt. Der Obere Zechstein wird durch Schieferletten mit Einlagerung eines Dolomits gebildet, der theils plattig oder bankförmig als Plattendolomit, theils weniger gut geschichtet und cavernös, dem unteren Dolomit ganz ähnlich, auftritt. Wo beide gleichzeitig sich zeigen, ist die obere Partie vom Charakter des Plattendolomits, die untere massiger. Auch kleinere Dolomiteinlagerungen in den Letten sind hier und da vorhanden.

Dieser Obere Zechstein behält überhaupt auch da, wo er allein oder in Verbindung mit dem riffähnlichen Vorkommen auftritt, den bezeichneten Charakter bei und erweist sich am ganzen nördlichen Thüringer Wald, auf beiden Seiten desselben, als die constanteste Abtheilung des Zechsteins.

Nun ist aber in dem Gebiete des Blattes Wutha ebenso wie in der Gegend von Liebenstein etc. an gewissen Stellen ein mächtiger Dolomit entwickelt, welcher als Riff- oder Bryozoëndolomit bezeichnet worden ist. Hier finden wir ihn zwischen Thal und Kittelsthal, am Spitzigen Stein und nach dem Kalkberge zu, am Scharfenberg und den beiden Ebertsbergen, endlich am Wartberg. Sein massiges Auftreten, sein plötzliches Anschwellen führt zu der Vorstellung von Riffen; seine Schichtung ist sehr gering, oft ist er stark porös, niemals wird er dem Plattendolomit ähnlich, dagegen sehr dem vorher erwähnten Dolomit des Mittleren Zechsteins. Meist ist er aber versteinerungsleer, und es sind nur einzelne Stellen, wo er Versteinerungen führt, theils sehr vereinzelt, theils in grösserer Häufigkeit. Durchaus nicht überall findet man Reste von riffbildenden Thieren in ihm, dann aber nur Bryozoën, so am verbreitetsten an der Südseite des Wartberges hoch oben. Dazu gesellen sich oder treten allein auf: Brachiopoden

und unter ihnen besonders wichtig grosse Producten und Spiriferen, sowie Zweischaler und einzelne Gastropoden.

Am Nordfusse des Wartberges bei Seebach wird dieser Bryozoëndolomit von Unteren Letten des (oberen) Zechsteins überlagert, worauf wieder Dolomit und Obere Letten folgen. Er nimmt also durchaus die Stellung des Mittleren Zechsteins ein.

Bei Kittelsthal, am Ebertsberge etc. verknüpft sich der Dolomit in anderer Weise mit den Zechsteinletten, die ihn hier nicht blos im Bogen umziehen, sondern auch anscheinend mitten durch ihn hindurchsetzen, indem ein schwaches intermittirendes Lager von Letten mitten in einem massigen, einheitlich erscheinenden Dolomit vom Charakter des Bryozoëndolomits auftritt, welches den letzteren in 2 unvollständig geschiedene Theile theilt, sodass über deren oberem Theile nur noch die Oberen Letten und dann die Bröckelschiefer des unteren Buntsandsteins folgen (bei Kittelsthal). Wenn man daher die erwähnte schwache Lage von bröcklichen Schieferletten als letzten Vertreter der unteren Letten, welche sich hier streckenweise ganz auskeilen, ansehen muss, so bildet der obere Theil der Kittelsthaler Dolomitplatte das zellige Aequivalent des Plattendolomits und liefert einen Anhalt für die Ansicht, dass der Bryozoën- oder Riffdolomit sogar auch als zeitlicher Vertreter bis in den oberen Zechstein hinein stellenweise betrachtet werden müsse. Für Verwerfungen oder Zerreissungen, die man etwa zur Erklärung der geschilderten Lagerung des unteren Schieferlettens heranziehen möchte, liegt in diesem Theile der Gegend nicht der geringste Beweis vor, so dass man wohl kaum zu einer anderen Annahme als der obigen kommen wird. Die erwähnte Schieferlettenschicht würde dicht unterhalb der Post und des Bahnhofes Thal in das Thal des Erbstromes herabsetzen, obschon man sie hier nicht anstehend sehen kann. In ihr Hangendes fällt dann aber eine Stelle des oberen Dolomits, wo derselbe noch Producten führt, die früher häufiger vorkamen, jetzt aber nur selten in ihm gefunden werden.

Aus dem Gebiete des Blattes Wutha mag noch erwähnt werden, dass am Fusse des Grossen Ebertsberges Felsen eines festen hellfarbigen Gneisses auftreten, der früher als Weissstein

(Granulit) betrachtet worden ist und in Handbüchern und sonst in der Litteratur als solcher aufgeführt wird. Derselbe Gneiss ist weiter verbreitet, ebenso im Dorfe Thal, bei Liebenstein etc. vorhanden; seine Schichtung ist nicht an jedem Stück, aber doch im Ganzen unverkennbar zu sehen.

Auf Blatt Friedrichroda wurden theils Revisionen vorgenommen, welche noch im Jahre 1886 fortgesetzt werden sollen, theils der noch nicht kartirte Theil des Blattes fertiggestellt, soweit das Auftreten des Keupers und der auf ihm abgesetzten ausgedehnten Geröllmassen reicht. Letztere sind schon von CREDNER als »Gerölle des Thüringer Waldes ausserhalb der jetzigen Flussbetten« angegeben worden und bestehen aus Ablagerungen auf den höheren Theilen des Vorlandes, welche fast ausschliesslich Gerölle des nördlichen Thüringer Waldes führen, ganz vorwiegend Porphyre in den verschiedensten Varietäten, Gesteine des Rothliegenden, stellenweise Granite, mitunter melaphyrische Gesteine, seltener Muschelkalk, noch seltener Buntsandstein, dagegen nichts von Gneiss oder Glimmerschiefer (auch die Granitgerölle und Melaphyre stammen wahrscheinlich erst aus den Conglomeraten des Rothliegenden), auch keine anderen älteren Gesteine, ausser weissen Quarzen, die stellenweise häufiger sind, und vielleicht 2 Stück Braunkohlensandstein. Die Grösse der Gerölle ist nicht bedeutend, nie Blockgrösse, niemals geschrammte Geschiebe.

Sie liegen theils in Sand und Kies, theils in mehr und mehr lehmiger Masse. Nur untergeordnet treten Lehmlager über ihnen auf den Höhen auf; local sind Lehmabsätze, die in den Geröllschichten eingeschaltet liegen.

Weiter nördlich werden die Geröllager regelmässiger von einer Lehmdecke in der gewöhnlichen Weise überdeckt.

Mittheilung des Herrn J. G. BORNEMANN (sen.) über Aufnahmen auf Section Wutha.

In letzter Zeit habe ich eingehende Studien über den unteren Muschelkalk am Hörselberg gemacht und bin dabei durch ausgezeichnete Schichtenentblössungen begünstigt worden, welche ein am 26. Juni d. J. niedergefallener Wolkenbruch hervorgebracht hat, indem er bei Eichrodt eine Thalrinne vollständig bis auf die

anstehenden Schichtenköpfe auskehrte und mit dem transportirten Schutt die Thüringer Eisenbahn stellenweise mehrere Fuss hoch überschüttete.

Die Thalrinne (das sogenannte Kirchthal) zeigt jetzt in regelmässiger Aufeinanderfolge unter der Trochitenzone und Anhydritgruppe ein vollkommen nacktes, über 325 Meter langes Profil des Unteren Muschelkalks, an dem sich die Schichten Zoll für Zoll mit frischem Anbruch und reingewaschener Schichtfläche genau studiren lassen. Das hier durch Messung und geometrische Construction auf 122 Meter Mächtigkeit bestimmte und ohne irgend welche Lücke beobachtete Profil am Westende des Hörselberges umfasst die ganze Schichtenreihe des Unteren Muschelkalks mit Ausnahme der zunächst über dem Röth liegenden Schichten.

Echte Schaumkalke fehlen am Westende des Hörselberges, während sie am östlichen Ende in ausgezeichneter Schönheit entwickelt sind.

In dem Durchschnitt habe ich auch eine Spiriferen-Bank und zahlreiche Petrefakten-führende Schichten mit zum Theil seltenen Dingen gefunden, und beabsichtige, dieses für die Kenntniss des unteren Muschelkalks in Thüringen sehr wichtige Profil speciell zu bearbeiten [1]).

Auch die Zechsteinformation hat neues Material dargeboten. Eine mit meinem Sohn unternommene mikroskopische Untersuchung zahlreicher Kupferschiefer- und Mergelschiefer-Vorkommen ergab einen grossen Reichthum an Foraminiferen in vielen derselben, ganz besonders im Mergelschiefer von Schmerbach.

Von den auf Blatt Wutha zu verzeichnenden Diluvialgebilden sind namentlich massenhafte Porphyrgerölle merkwürdig, welche isolirt, nördlich vom Hörselberg bei Lupnitz liegen und vom östlichen Theil des Thüringischen Porphyrgebietes herstammen. Diese Geröllablagerung bildet das Ende eines Seitenzweiges, welcher sich von dem grossen Gothaer Geröllzuge abgetrennt hat und über Burla und Hastrungsfeld durch eine Thalrinne, welche jetzt von Hörselbergs-Schutt überdeckt ist, an ihre Lagerstätte gekommen zu sein scheint.

[1]) Vergl. die Abhandl. des Verf. in diesem Jahrbuche S. 267–321.

Mittheilung des Herrn G. BORNEMANN (jun.) über Aufnahme der Section Fröttstedt.

Aus den bisherigen Begehungen ergiebt sich, dass die Schichtenfolge der Triasgebilde vom bunten Sandstein bis zu den Nodosenschichten, so wie sie auf Blatt Wutha am Hörselberg und der Mittelburg beobachtet wird, in den südwestlichen Theil des Blattes ohne Störung hineinstreicht.

Den centralen Theil des Gebietes setzen wesentlich die Schichten der Lettenkohlengruppe und des mittleren Keupers zusammen, grossentheils jedoch durch diluviale Lehm- und Geröllablagerungen bedeckt.

Während der geröllfreie Gehängelehm sich hauptsächlich auf dem mittleren Theil der südlichen Blatthälfte verbreitet, bedecken gewaltige Massen lehmfreien Schotters von Thüringer Wald-Gesteinen den Höhenzug des Bocks-, Pfaffen- und Deinberges und des sog. Berlach bis zu nahe 1000 Fuss Meereshöhe, nur ab und zu den älteren Untergrund hervortreten lassend. Sie stehen in ursächlichem Zusammenhang mit den geröllführenden Lehmablagerungen, welche am Westrand des Blattes, sowie auf Blatt Wutha, nördlich vom Hörselberg, auftreten und bezeichnen den Weg, welchen die Gewässer des Thüringer Waldes vor der Erosion des jetzigen Hörselthales genommen haben.

Der nordwestliche Theil des Blattes erscheint wesentlich von Nodosenschichten und Lettenkohle eingenommen.

Von Alluvialbildungen ist am Westrande des Blattes, nahe beim Dorfe Burla (auf Blatt Wutha), eine kleine Travertinablagerung zu erwähnen.

Mittheilung des Herrn H. LORETZ über Aufnahmen in der Gegend des oberen Schleusegrundes im südöstlichen Thüringer Walde (Section Masserberg).

Bei der Weiterführung und theilweisen Revision der Aufnahmen auf Section Masserberg wurde diesmal besonders der Gebirgsabschnitt zwischen dem oberen Schleusethal und dem Nahethal (der zur preussischen Oberförsterei Hinternahe gehörige Theil des Frauenwalder Höhenzuges) untersucht, und im Anschluss

hieran auch der östlich von der Schleuse folgende, auf meiningischer Seite gelegene Gebirgstheil am Arolsberg, Grossen und Kleinen Burgberg, und weiter südwärts bis zum Tanngrund.

Die geognostischen Verhältnisse dieser Gegend sind bereits in der Mittheilung im vorigen Bande dieses Jahrbuchs S. LXII kurz berührt worden. Was die Schichtenfolge im altcambrischen Schiefergebirge betrifft, welches hier von den porphyrischen Eruptivgesteinen des Rothliegenden gangförmig durchbrochen und deckenartig überlagert wird, so halte ich die meist als Quarzphyllit (mit untergeordneten Einlagerungen carbonathaltiger Phyllite, graphitischer Phyllite und graphitischer Quarzschiefer, die wohl auch als Kieselschiefer bezeichnet werden) entwickelten Schiefer für die älteste Zone; hierher gehören die Schichten, welche von Schönau im Schleusethal nach Unter- und Oberneubrunn streichen und die Gehänge des Neubrunnthales einnehmend bis an die porphyrischen Deckengesteine bei Giessübel reichen. Bei dem herrschenden nordöstlichen Streichen muss man, nach unserer Auffassung, im Schleusethal nordwärts wandernd, wieder in etwas jüngere Schieferzonen gelangen; das am Arolsberg, Burgberg, Ebereschen-Hügel und zum Theil schon am Haschbachskopf anstehende Schiefergestein entspräche hiernach bereits wieder der Zone der graugrünen cambrischen Schiefer, wie sie weiter östlich und südöstlich, jenseits der ältesten Zone der Quarzphyllite (auf Section Breitenbach u. s. w.) entwickelt sind. Allerdings ist der Habitus in diesen östlicheren Gegenden ein mehr thonschieferartiger, am Arolsberg und Burgberg jedoch ein mehr phyllitischer, sehr gewöhnlich mit fein gefältelter, »holzfaseriger« Structur verbundener; doch sind für die angegebene Auffassung mehrere Umstände bestimmend. So tritt einigemal, wie auf der Höhe des Ebereschen-Hügels, an der W.-Seite, statt des gefältelten, phyllitischen Ansehens durchaus der Habitus der obercambrischen, graugrünen, ebenspaltigen Thonschiefer ein; ausserdem fehlen Quarzphyllite, wohingegen, ganz wie in jenen östlicheren Gegenden, Lagen und Bänke von Quarzit erscheinen, welche am Hinteren Arolsberg und gegen den Rennsteig hin, am »Morast«, zu starken Zwischenlagern sich zusammenschaaren. Ob das mehr phyllitische

Aussehen der cambrischen Schiefer in der oberen Schleusegegend in irgend welcher Beziehung steht zu den weiter unten zu erwähnenden Granitdurchbrüchen, darüber möchte ich vorderhand noch kein Urtheil abgeben.

Die sandigen bis conglomeratischen, sowie thonigen bis tuffigen Sedimentgesteine (in der Mittheilung für 1884 S. LXII erwähnt), welche auch in dem diesmal aufgenommenen Gebiete östlich der Schleuse an verschiedenen Stellen, in ungleicher Höhe, entweder zwischen Schiefergebirge und porphyrischen Ergussmassen, oder, einigemal ganz von letzteren umgeben angetroffen wurden, halte ich vorläufig für dieselben, welche etwas weiter östlich, bei Masserberg und Altenfeld deutlich die Basis des Rothliegenden bilden, indem sie als sedimentäre Zwischenschichten zwischen dem Grundgebirge und den deckenartigen Ausbreitungen der Eruptivgesteine erscheinen (Mittheilung für 1883 S. XLV). In die unregelmässige Lage, welche sie an jenen Stellen, etwas weiter westlich, zeigen, können sie dann nur durch Dislocationen gekommen sein; ich möchte annehmen, dass kleine Stücke und Schollen einer nicht starken Sedimentdecke vorliegen, welche ursprünglich, vielleicht wenig unterbrochen, über das Grundgebirge ausgebreitet war und bei Gelegenheit der Eruptionen zum Theil wieder zerstört, anderentheils aber auch ungleich gehoben und gesenkt wurde.

Für die Unterscheidung und Abgrenzung der porphyrischen Deckengesteine waren besonders die Begehungen auf der W.-Seite der Schleuse wichtig, welchen die hier in den preussischen Forsten angelegten, horizontal oder schwach geneigt an den Hängen fortlaufenden Pfade und Wege zu statten kamen. Es war so Gelegenheit geboten, sich von dem in vielen Strecken ausserordentlich raschen und häufigen, regellosen Wechsel und den zahlreichen gegenseitigen Durchsetzungen der verschiedenartigen Eruptivgesteine zu überzeugen. Obschon zur Einzeichnung die auf 1 : 10000 vergrösserte Forstkarte diente, müssten der Maassstab noch grösser und der Forstwege noch viel mehr sein, um ein der Wirklichkeit auch nur angenähertes Bild zu erhalten. Petrographisch durchaus verschiedene Typen, wie felsitisch-fluidaler oder sphärolithischer und quarzführender Porphyr einerseits, und

Glimmerporphyrit oder melaphyrartiger Porphyrit andererseits, wechseln innerhalb kurzer Strecken oft mehrfach, ja vielfach mit einander, um sich weiterhin allerdings auch wieder besser zu sondern, so dass dann die verschiedenen Typen grössere zusammenhängende Flächen für sich einnehmen. Ohne den letzteren Umstand würde auf eine Abgrenzung vielleicht von vornherein zu verzichten sein; wie die Dinge liegen, kann die Karteneinzeichnung nur die Bedeutung haben, dass die Flächen thunlichst von einander geschieden werden, innerhalb deren diese oder jene porphyrischen Typen vorwiegend herrschen. Die Raumerfüllung durch die porphyrischen Eruptivmassen ist in diesem Theile des Gebirges also eine sehr verwickelte; sie ist weit davon entfernt, gleichmässig über einander ausgebreitete Decken darzustellen; die Gesteine folgen schlierenartig neben und auf einander, an anderen Stellen erlangt eines derselben eine grössere Ausbreitung, wird dabei aber gewöhnlich wiederholt gangartig von einem anderen durchsetzt. Eine bestimmte Altersfolge der porphyrischen Eruptivgesteine lässt sich daher auch nicht angeben, um so weniger, als nicht überall dasselbe Gestein zunächst auf das Schiefer- oder Grundgebirge folgt. Wo das erwähnte gangartige Durchsetzen stattfindet, geschieht dies sehr oft in nahezu nördlicher Richtung; so verlaufen östlich von Schleusing-Neuendorf über beide Seiten des Glasbachthales, quer zur Thalrichtung Glimmerporphyritzüge, die zum Theil eine ansehnliche Breite erlangen, in nördlicher Richtung gangartig innerhalb grösserer Flächen, welche von felsitischem, sphärolitischem, quarzführendem Porphyr eingenommen werden; während in einer dieser Glimmerporphyritstrecken selbst wieder ein genau S.-N. streichender, schmaler Gang eines durchaus körnigen Orthoklas-Quarz-Gesteins aufsetzt, welches übrigens auch anderwärts wiederkehrt und durch Uebergänge mit Quarzporphyr verbunden zu sein scheint. Ganz in ähnlicher Weise lassen sich Glimmerporphyritgänge innerhalb felsitischen u. s. w. Porphyrs auf der Höhe des Schmidtswiesenkopfes erkennen; an anderen Stellen dagegen setzt saurer Porphyr, an der sog. Kalten Staude z. B. orthoklasführender Quarzporphyr, gangartig innerhalb grösserer Räume auf, die von Glimmerporphyrit eingenommen

werden, und auch diese Gänge befolgen nahezu nördliches Streichen. Dieselbe Richtung kehrt in dem Verlaufe der benachbarten Hauptthäler, Schleuse- und Nahethal, wieder, auch im Verlaufe der Grenze zwischen dem Schiefer und den Porphyrgesteinen an der westlichen Schleuseseite, sowie in einigen porphyrischen Gängen, welche daselbst noch innerhalb des Schiefers aufsetzen.

Was die Lagerung der porphyrischen Gesteine auf der östlichen Seite der Schleuse, im Bereiche des meiningischen Forstreviers Ernstthal betrifft, so ist hier das Verhalten ein durchaus ähnliches; bei der geringeren Anzahl gangbarer Wege an den Abhängen konnten hier die Beobachtungen nicht so ins Einzelne ausgedehnt werden. — Die neuerdings verbreiterte Fahrstrasse, welche von der Unteren Gabel nordwestwärts im obersten Schleusethale weiter zieht, bot gute Gelegenheit, an dem frisch angeschnittenen Abhang sich von dem ausserordentlich raschen und häufigen Wechsel zwischen Glimmerporphyrit und quarzführendem u. s. w. Porphyr zu überzeugen.

Es wurden, wie bereits in der vorjährigen Mittheilung angegeben, folgende Typen von Eruptivgesteinen unterschieden, und nach Maassgabe des oben Gesagten auch abzugrenzen gesucht: 1) Quarzführender und felsitischer Porphyr, der zum grossen Theil sphärolitische und fluidale Structur besitzt. 2) Orthoklasporphyr. 3) Glimmerporphyrit. 4) Melaphyr; von diesem dürfte ein Theil, nach Handstücken zu urtheilen, mit dem Paramelaphyr (E. E. Schmid) der benachbarten Gegend von Ilmenau übereinstimmen. Diese Typen sind ebenso in den deckenförmigen Ausbreitungen vertreten, wie in den gangförmigen Durchsetzungen der Decken und des Schiefergebirges, welche Gänge ja nur die Wege darstellen, auf denen die Eruptivmassen aufgedrungen sind; der Habitus der Gesteine innerhalb der Gänge ist nur zum Theil ein etwas anderer. Hierzu tritt ein fünfter Typus, der Kersantit, welcher dem Glimmerporphyrit öfter wohl sich nähert, jedoch durch das Zurücktreten bis gänzliche Fehlen porphyrischer Structur und gleichmässigere Vertheilung der sehr zahlreichen Glimmerblättchen zwischen den das Gesteinsgewebe hauptsächlich bildenden, ohne Fluidalstructur angeordneten Plagioklasleisten sich unterschei-

det, was eine mehr körnige Structur und ein anderes Ansehen des Gesteins im Handstück bedingt. Dieser Typus war früher nur in den Gängen innerhalb des Schiefergebirges, und zwar sehr verbreitet, wiederholt auch mit Glimmerporphyrit, in ein und derselben Gangspalte zusammen, beobachtet worden (Mittheilung für 1883 S. XLVI); neuerdings habe ich derartiges Gestein, welches im Handstück, wie im mikroskopischen Bilde ganz auf Kersantit hinauskommt, auch innerhalb der porphyrischen Deckenmassen, doch bis jetzt nur an einigen Stellen, gang- oder schlierenförmig zwischen felsitischem und dgl. Porphyr beobachtet, welch' letzterer in nächster Nähe davon noch von anderen, als Glimmerporphyrit zu bezeichnenden Gängen oder Schlieren durchsetzt wird; so im Querbachthal und Glasbachthal (östlichen Seitenthälern des Nahethals). Die Aehnlichkeit des bezeichneten Gesteins im Querbachthal mit Kersantit geht bis auf die abgerundeten Formen der Verwitterungsstücke, deren starke, schalig sich ablösende, zersetzte Rinde, Zähigkeit und schwere Zersprengbarkeit bei grossem Glimmerreichthum zeigt. Für die Frage nach dem Alter des Kersantits und seiner Stellung zu jenen anderen Eruptivgesteinen sind die genannten Vorkommnisse gewiss nicht ohne Bedeutung.

Eine besondere Stellung nimmt unter den Eruptivgesteinen unserer Gegend der Granit ein, welchen wir am Grossen und Kleinen Burgberg (Ebereschen-Hügel) und Hinteren Arolsberg treffen. An diesem Gestein, welches vorherrschend fein- bis mittelkörnig bleibt, hier und da auch grobes Korn annimmt, fällt besonders die Armuth an Glimmer auf, der überdies umgewandelt erscheint. Der Granit bildet kein einheitliches Massiv, sondern tritt an getrennten Stellen aus dem cambrischen Schiefer hervor, ohne von einer sehr deutlichen Grenzlinie eingefasst zu sein; beiderlei Gesteine greifen sozusagen ineinander ein. Der Schiefer ist dabei contactmetamorphisch verändert. Im Hinblick auf Gestalt und Lage der einzelnen Granitflecke, sowie die Verbreitung des veränderten Schiefers, scheint die Ansicht begründet, dass der Granit auf einem Systeme etwa S.—N. verlaufender (vielleicht etwas verzweigter) Spalten emporgedrungen ist und so gang- und stockförmige Massen zwischen dem Schiefer bildet. Be-

sonders deutlich tritt die nahezu nördlich streichende Gangrichtung auf der westlichen Seite des Gabelgrundes hervor; es verläuft hier an der sog. Oberen Gabel nach dem Hinteren Arolsberge eine, beziehentlich einige zusammenliegende Gangspalten, wie durch das Erscheinen von Blöcken und kleineren Stücken von felsitischem bis quarzführendem Porphyr, sowie von Glimmerporphyrit in dieser Linie zu erkennen ist; diesen Eruptivgesteinen gesellt sich aber hier auch Granit zu, der besonders auf den Feldern etwas nördlich von der oberen Gabel, sowie oben auf dem Hinteren Arolsberg, aber auch in der Strecke zwischendurch angetroffen wird; derselbe wird überdies an der erstgenannten Stelle, dann an der S.-Seite des Hinteren Arolsberges, sowie noch etwas südlich davon, von Fleckschiefer, an jener Stelle auch von stärker verändertem Schiefer begleitet. Eben hier kommt auch eine sehr feinkörnige, fast ins Dichte verlaufende Abänderung des Granits vor, die sich indess auch oben auf dem Kleinen Burgberg in Begleitung von stark verändertem Schiefer vorfindet und im Handstück kaum oder gar nicht von einem felsitischen Porphyr zu unterscheiden ist.

In der Nähe des Granits ist der cambrische Schiefer contactmetamorphisch umgewandelt; einem geringeren Grade von Umänderung entsprechen Fleckschiefer oder Knotenschiefer, einem stärkeren Hornfelse und Knotenhornfelse. Diese Gesteine haben in ihrem äusseren Ansehen recht viel Aehnlichkeit mit den entsprechenden Gesteinen aus der Umgebung des Rammbergs im Harz, welche Lossen beschrieben hat. Ueber das Hornfels-Stadium scheint die Umwandlung, nach den bisherigen Beobachtungen wenigstens, hier nicht hinauszugehen. Was die räumliche Lage des veränderten Schiefers zum Granit betrifft, so ist dieselbe keine ganz regelmässige; der Granit wird nicht von concentrischen Zonen veränderten Gesteins umgeben. Das Verhalten ist so, dass der die Hauptmasse des letzteren darstellende Fleckschiefer Säume von wechselnder Breite um die Granitmassen bildet und bald mehr, bald weniger unveränderten Schiefer bis an den Granit zwischen sich enthält, während der Hornfels unregelmässig zerstreut zwischen Fleckschiefer erscheint, zum Theil an das Vor-

kommen kleinerer Granitschollen geknüpft, zum Theil auch wohl durch die Nähe von nicht zu Tage tretendem Granit bedingt. — Vom Ebereschen-Hügel nach dem Hinteren Arolsberg hin setzt gangförmig im Granit Flussspath auf, dessen derbe grünliche bis violblaue Massen bereits seit längerer Zeit für technische Zwecke gewonnen worden sind.

Mittheilungen des Herrn H. PROESCHOLDT über Aufnahmen der Sectionen Hildburghausen und Dingsleben.

Auf den Sectionen Hildburghausen und Dingsleben treten Oberer Zechstein, Trias bis zur Lehrberger Schicht, Diluvialbildungen und Basalte zu Tage. Die dyadischen Straten sind wenig entwickelt und bieten nichts Erwähnenswerthes dar, um so mehr aber der Buntsandstein, der nahezu $^4/_5$ der Section Hildburghausen zusammensetzt. Die Gliederung desselben ist folgende, entsprechend der von LORETZ auf Blatt Eisfeld u. a. vorgenommenen:

a.	Bröckelschiefer	Unterer Buntsandstein.
b.	Feinkörniger Sandstein	
c.	Gerölle-führender Sandstein	Mittlerer Buntsandstein.
d.	Gerölle-freier, grobkörniger Sandstein	
e.	Chirotheriumsandstein	Oberer Buntsandstein.
f.	Röth	

Die Bröckelschiefer folgen in concordanter Lagerung auf die oberen Zechsteinletten, die sehr schwach entwickelt sind. Der feinkörnige Sandstein ist vorherrschend lichtfarbig, dünnplattig, thonreich und gegen 100 Meter mächtig. Der Gerölle-führende, Mittlere Buntsandstein besitzt wechselndes Korn und tritt oft in starken Bänken auf. Wegen seiner Armuth an Cement zerfällt das Gestein sehr leicht und liefert einen tiefgründigen, lockern Boden. Es schliesst in regelloser Weise sehr zahlreiche, nuss- bis kopfgrosse Gerölle ein, die vorwaltend aus Quarziten, seltener aus Lydit, Thonschiefer, Granit u. s. w. bestehen. Manchenorts häufen sich die Gerölle derart, dass man sie leichthin mit Diluvialgeröllen verwechseln kann.

Die Zone setzt sich von Section Hildburghausen nordwestlich fort und lässt sich auf den betreffenden Blättern Dingsleben,

Schleusingen und Themar noch ausscheiden. Weiter nach NW. hin ändert sich die petrographische Beschaffenheit und zwar so, dass das Korn des Sandsteins durchschnittlich feiner wird, während zugleich die Gerölle sowohl an Zahl als auch an Grösse abnehmen. Schliesslich geht die Zone in einen Sandstein über, der in der Gegend von Schwarza, Schmalkalden u. s. w. als feinkörniger ausgezeichnet worden ist. Die Mächtigkeit des Gerölle-führenden Buntsandsteins ist beträchtlich und übersteigt sicherlich 100 Meter. Die hangende Schicht desselben, der Gerölle-freie, enthält in dem Aufnahmegebiet wie anderwärts neben grobem Sand auch Bänke von feinkörnigem und ist äquivalent dem grobkörnigen Sandstein der Schmalkaldener Gegend.

Der Chirotheriumsandstein besitzt für die Section Hildburghausen, auch abgesehen von dem historischen Interesse, besondere Bedeutung durch die grosse Oberflächenverbreitung und die technische Benutzung. Er liefert einen in der Forst- und Landwirthschaft schwierig zu behandelnden Boden, der zur Versumpfung und Vertorfung neigt, und ist in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen, da er einen gut zu bearbeitenden, gleich- und feinkörnigen und dabei verhältnissmässig wetterbeständigen Sandstein liefert. Der Betrieb geht in einer oft bis 4 Meter aufgeschlossenen Gesteinsbank um, die unten weiss mit gelben Flecken erscheint, oben stark manganfleckig, öfters löcherig wird und häufig, aber nicht immer, sich in Platten spaltet, auf denen ausgezeichnete Wellenfurchen und die bekannten Chirotherienfährten und Netzleisten erscheinen. Die hangenden Schichten sind in den viel genannten Herzberger Brüchen 0,67 Meter blaugraue, blätterige, thonige Letten, 1,5 Meter gelbe, schieferige Sandsteine mit sehr reichlichem Kalkcement, das durch Eisenoxyd zuweilen blutroth gefärbt ist, und darüber löcherige Röthsandsteine. An andern Orten folgen über der Baubank 0,8 Meter graublaue Letten, 0,4 Meter gelbe Sandsteine mit Steinsalzpseudomorphosen, 1,2 Meter graue und gelbe Letten, die zuweilen in Wellenform zusammengefaltet sind und von stark sandigen Letten oberflächlich überlagert werden. Dann folgt der Röth.

Die Letten des Chirotheriumsandsteins haben sicherlich ehemals, wie ich an anderer Stelle ausführlicher darstellen werde,

Gypslager umschlossen. Die Gesammtmächtigkeit der Zone kann auf 10 bis 14 Meter veranschlagt werden. — Vom Röth ist er bei horizontaler oder schwach geneigter Lagerung nicht immer mit wünschenswerther Schärfe abzugrenzen.

Der Röth beginnt an manchen Orten sogleich mit äusserst feinkörnigem, plattigem oder löcherigem, quarzitisch aussehendem Sandstein von meist dunkelrother, seltener grauer Farbe. Dieser ist das Hauptlager der *Myophoria costata*, die überall darin, oft in grosser Anzahl erscheint, auch in der Umgegend von Meiningen, so bei Herpf. — Anderwärts folgt auf dem Chirotheriumsandstein zunächst eine Ablagerung meist hellfarbiger Letten und Thone, die vielfach erkennen lassen, dass sie mit Gyps vergesellschaftet gewesen waren, und dann erst tritt der Röthsandstein mit *Myophoria costata* auf.

Obwohl ich an anderer Stelle eingehender über die Verhältnisse des Buntsandsteins am Thüringer Wald berichten werde, so erscheint es mir auch hier nothwendig, einige Angaben, die Herr Frantzen bezüglich des Aufbaues des obern Sandsteins gemacht hat (dieses Jahrb. für 1883), zu berichtigen. Nach seinen Beobachtungen ist es (a. a. O. S. 360) thatsächlich unrichtig, dass an der Basis des Röths bei Meiningen die oben beschriebenen Sandsteine vorkommen, wie sich auch aus dem von ihm gegebenen Profil von Herpf bei Meiningen zu ergeben scheint. Der Aufbau des Röths ist bei Hildburghausen genau so wie bei Meiningen, und gerade an der Stelle, von der Herr Frantzen sein maassgebendes Profil bei Herpf (a. a. O. S. 359) genommen hat, sind die charakteristischen Röthsandsteine mit *Myophoria costata* deutlich und in die Augen springend aufgeschlossen. Wie hier, so hat der Verfasser dieselben auch am Nordrand des Dollmar übersehen, ebenso wie die Sandsteine im obern Drittel des Röth

Der Röth erreicht auf den Sectionen Hildburghausen und Dingsleben die beträchtliche Mächtigkeit von etwa 70 Meter. Wie seine, so schliesst sich auch die Entwicklung des Muschelkalks bei Hildburghausen auf das engste an die der Meininger Gegend an.

Einige Bemerkungen möchte ich hier über ein Auftreten von Pseudomorphosen im Trochitenkalk einschalten. Auf dem Eisen-

hügel nördlich vom Dorfe Haina bei Römhild ist derselbe an einer Stelle völlig durchspickt von wohl ausgebildeten, bis 5 Ctm. grossen Krystallen der Combination 0. ∞0∞ — der Würfel oft bis zum Verschwinden zurücktretend. Das Mineral ist eisenschwarz, stark diamant- bis glasglänzend, nicht magnetisch. H = 5,5; G = 4,15; Bruch uneben, Strich braungelb. Die Analyse ergab 85,5—88,05 Fe_2O_3, 10,60—11,11 H_2O und Reste von Kieselsäure und Thon. Das Pulver wird beim Glühen roth. Das Mineral ist demnach Goethit, der als Pseudomorphose auftritt. An zerschlagenen Krystallen beobachtet man einen eisenschwarzen Kern, umgeben von einer braunen, mehr oder minder starken Rinde. Beim Schleifen wird zuerst der Kern bei einer gewissen Dünne roth, während die Aussenzone noch dunkel bleibt. Erst bei äusserster Dünne lassen sich die Schliffe im durchfallenden Lichte beobachten. Dann erscheint das Mineral unter dem Mikroskop zusammengesetzt aus langen, rothen Nadeln, die in der Mitte von einem schwarzen Kanal durchzogen erscheinen, von einer dunklen Zone umrandet und nicht selten schwarz quer gestrichelt sind; ferner aus rundlichen oder ovalen, ungleich grossen, schwarz umrandeten Körnern, die offenbar nur Querschnitte von Nadeln darstellen. Eine irgendwie gesetzmässige Anordnung derselben war nicht zu erkennen. Die Schwärzung, richtiger wohl die Bräunung der Nadeln ist in der Peripherialzone der Krystalle weiter vorgeschritten als im Kern. Dem Anschein nach liegt eine theilweise Umwandlung des Goethit in Brauneisen vor, womit der schwankende und für reinen Goethit zu hohe Wassergehalt der Mineralsubstanz übereinstimmt. Ein ähnliches Verhalten erwähnt Geinitz von den Pseudomorphosen von Brauneisenerz nach Pyrit von Göttingen. (Neues Jahrbuch f. Min., Geol. etc. 1876, S. 477.)

Das Vorkommen am Eisenhügel erinnert an die Sillem'schen Pseudomorphosen von Schmalkalden nach Eisenkies, deren octaëdrische Krystalle z. Th. gänzlich in Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat umgewandelt sind. (Neues Jahrbuch f. Min., Geol. etc. 1851, p. 390, Bischof's Lehrbuch der phys. u. chem. Geol. II, 5, p. 1359.) Leider gab Sillem weder die Beschaffenheit des Muttergesteins noch die Structur der Pseudomorphosen an. Es steht dahin, ob

hier am Eisenhügel ebenfalls Pseudomorphosen nach Pyrit vorliegen, denn nirgends konnte eine Spur von Schwefelkies nachgewiesen werden, und weder in dem Muttergestein, noch in den Krystallen selbst war es möglich, durch chemische Reaction oder mikroskopisch-optische Prüfung Schwefelsäure oder Gyps aufzufinden. Bei der petrographischen und chemischen Zusammensetzung des Trochitenkalkes könnte man erwarten, dass die bei der Umwandlung des Pyrit sich bildende Schwefelsäure Neubildungen von Gyps veranlasst hätte. Aber im Schliff erscheint der häufig die Krystalle umschliessende oder an dieselben grenzende Kalkspath vollständig unversehrt und frisch, zuweilen durch Ferrihydroxyd in der Umgebung der Krystalldurchschnitte etwas gebräunt. Nur eine Beobachtung spricht für das ehemalige Vorhandensein von Pyrit. Wenn die Krystalle äusserlich zu gelbem Ocker verwittern, so geht der Process stets parallel zu den Octaëder- und Würfelkanten vor sich, so dass angewitterte Flächen abgestuft erscheinen. Indessen kann erst die fortgesetzte Untersuchung weiteren Aufschluss bringen.

Die im vorigen Jahrbuch mitgetheilte Gliederung des Keupers auf Section Römhild konnte auch auf Blatt Dingsleben, so weit er auf derselben noch enthalten ist, beibehalten werden. Der Schilfsandstein ist am Eichelberg und Westfuss des Kleinen Gleichbergs deutlich entwickelt, reich an Pflanzenresten, aber weniger als 1 Meter mächtig und im Felde häufig nur an den ihn begleitenden massenhaft vorkommenden Rotheisensteinknollen verfolgbar. Ueber den geologischen Bau des letzteren Berges liegen nur dürftige Beobachtungen vor, denn zu der natürlichen Basaltüberschotterung des Untergrundes kommt hier noch eine grossartige künstliche, sowohl in Folge des Aufbaues als auch der partiellen Abtragung und Zerstörung der riesenhaften keltischen Ringmauern, die die Kuppe des Berges, die Steinsburg, umsäumen.

Der Gebirgsbau des untersuchten Gebietes wird durch Brüche und Faltungen der Gebirgsmassen bedingt. Den nördlichen Theil der Section Hildburghausen durchzieht, von Eisfeld kommend, in vielfach gebrochener Linie eine sehr erhebliche Störung, in Folge deren der Wellenkalk mit allen Gliedern an den Gerölle-führenden

Sandstein stösst. Die Störung steht mit den Verwerfungen am Feldstein bei Themar anscheinend im Zusammenhang, während andere, davon ausgehende Brüche zu den grossen Störungen des Kleinen Thüringer Waldes bei Bischofsrod und Eichenberg hinüber zu führen scheinen. Auf der CREDNER'schen und COTTA'schen Karte ist die Hauptstörung der Hauptsache nach richtig dargestellt. Südlich von ihr läuft eine zweite Verwerfung in h. 8 im Dambach-Grund hin, den Gerölle-führenden Sandstein von dem Gerölle-freien trennend. Die Verwerfung hat in ihrer Fortsetzung über den Grund hinaus Veranlassung zur Entstehung der Ehrenberger Klause, eines steilen Muschelkalkfelsens inmitten des Buntsandsteins, auf Blatt Dingsleben gegeben. Die Nordostecke des letzteren zeigt, so weit die Aufnahmen bisher ein Urtheil gestatten, sehr gestörte Lagerungsverhältnisse; auch das Werrathal in dem Gebiet scheint mit Brüchen im Causalnexus zu stehen, die ein abweichendes, nordsüdliches Streichen zeigen. Diluvialablagerungen und Buntsandstein machen leider an dieser Stelle die Aufhellung des Gebirgsbaues schwierig und unsicher.

Dass die Auffaltung der Schichten zu dem Sattel der Main-Weser-Wasserscheide, der den Haupttheil der Section Dingsleben durchzieht, von Sprüngen und Brüchen begleitet war, ist bereits früher erwähnt worden. Besonders merkwürdig sind unter diesen Verwerfungen die zwischen den beiden Gleichbergen, deren Vorhandensein zwar noch nicht direct nachgewiesen werden konnte, aber aus dem Schichtenbau der letzteren unbedingt gefolgert werden muss.

Mittheilung des Herrn K. OEBBEKE über Aufnahme der Sectionen Niederaula und Neukirchen.

Im Gebiete der Section Niederaula, ebenso wie in demjenigen der Section Neukirchen, ist vorwaltend der Buntsandstein vertreten. Im Allgemeinen kann man sagen, dass gegen Westen der grobkörnige Sandstein an Mächtigkeit zunimmt.

Im NO. des Blattes Niederaula befindet sich eine SO.—NW. streichende, von Blatt Hersfeld herüberkommende Gebirgsstörung, eine andere verläuft durch die Mitte desselben Blattes über Hattenbach, Kleba, Kirchheim, Reckerode; sie streicht SW.—NO. —,

erstreckt sich südlich bis auf das Blatt Breitenbach und dürfte sich nördlich höchst wahrscheinlich bis nordwestlich Untergeiss ausdehnen. Die im NW. des Blattes Niederaula, in der Nähe des Eisenberges und des Krötenkopfes auftretenden Störungen stehen in engster Beziehung zu denjenigen, welche auf den angrenzenden Theilen des Blattes Ludwigseck und Neukirchen erscheinen. Die bedeutendste ist diejenige, welche SW.—NO. streichend, sich von Weissenborn über Oberaula, den Eisenberg, Salzberg bis oberhalb Raboldshausen erstreckt. Stellenweise sind diese Störungen auch schon äusserlich durch muldenförmige Vertiefungen zu erkennen, in welchen resp. an deren Rändern Röth, Wellenkalk und auch Mittlerer Muschelkalk auftreten. Die oberen Glieder des Muschelkalkes und wahrscheinlich auch die untere und mittlere Abtheilung des Keupers erscheinen in dem zuletzt erwähnten Störungsgebiet.

Ausser vielen vereinzelten, kleinen Tertiärvorkommen findet sich ein grösseres mit untergeordnetem Braunkohlenlager auf der SO.-Seite des Krötenkopfes. Die dort auftretenden Bohnerzlager wurden früher, besonders auf Veranlassung der Aebte von Hersfeld, ausgebeutet.

Eruptivgesteine, z. Th. Feldspathbasalte, deren genaue Bezeichnung erst nach Fertigstellung der chemischen Analysen und nach Vergleichung mit den übrigen jungeruptiven Gesteinen Hessens und der Rhön sich als thunlich erweist, sind sehr verbreitet. Sie erscheinen, mit wenigen Ausnahmen, nicht in Form so grosser, ausgedehnter Massen, als welche sie auf den älteren Karten dargestellt sind, sondern sie bilden bald kleinere, bald grössere Kuppen, bald langgestreckte, gangartige Vorkommen.

Auf Blatt Niederaula sind zu erwähnen: 1. Die Stellerskuppe, NO. von Reckerode, ausgezeichnet durch das Vorkommen zahlreicher, oft bis über faustgrosser Olivin-Pyroxen-Massen und vieler Einschlüsse von Gesteinsbruchstücken, unter denen, wie gefaltet erscheinende Sandsteinbrocken vorherrschen. 2. Der Krötenkopf, östlicher Ausläufer des Eisenberges im NO. von Willingshain. 3. Der Eisenberg im N. von Willingshain und im S. von Salzberg. 4. Der südliche Theil des Holsteinkopfes (der

nördliche Theil mit der höchsten Erhebung fällt auf Blatt Ludwigseck).

Alle diese Vorkommen liegen im Gebiet des Mittleren Buntsandsteins, und nur am Krötenkopf und Eisenberg folgen auf ihn noch jüngere Bildungen.

Zahlreicher ist das Auftreten jungeruptiver Gesteine auf Blatt Neukirchen. Als bisher sicher erkannt wären zu erwähnen: 1. In der nordöstlichen Ecke des Blattes die Fortsetzung des Eisenberges. 2. Die gangartigen, langgestreckten Vorkommen von der Teufelskanzel und von Frauenhaus im N. von Friedigerode bei Oberaula. 3. Der Nöll im N. von Oberaula. 4. Die Ibrakuppe im N. von Ibra. 5. Die Zieglerskuppe im S. von Hausen, zwischen Hausen und Weissenborn (säulenförmige Ausbildung des Gesteins). 6. Der Kirschenwald SW. von Hausen, zwischen Hausen und Weissenborn. 7. Zwei kleine Erhebungen (grosser und kleiner Kippel) des Reiffenberges NO. von Schorbach (säulenförmige Ausbildung des Gesteins, besonders schön an der südlichst gelegenen Erhebung). 8. Der Döhnberg zwischen Hausen und Olberode. 9. Im Steinwald zwischen Neukirchen und Christerode. 10. Am Rimberg im südöstlichen Theile des Blattes. Der Rimberg fällt zum grössten Theil auf Blatt Herzberg. Auf letzterem sind zu erwähnen der Hopfenstein als südöstlicher Ausläufer des Rimberges und der Herzberg.

Es ist nicht zu verkennen, dass die Eruptivgesteine zu den beiden SO.—NW. und SW.—NO. laufenden Störungsrichtungen in einer gewissen Beziehung stehen. Im Grossen und Ganzen scheint es, dass die Durchbrüche der Eruptivgesteine in der Weise stattgefunden haben, dass die Durchbruchsstellen in Richtungen angeordnet sind, welche zu den erst erwähnten parallel gehen oder senkrecht zu ihnen stehen. In welcher Weise die angeführten Beziehungen gesetzmässige sind, wird sich erst bei eingehender Begehung der Blätter Neukirchen, Schwarzenborn u. s. w. sicher erkennen lassen.

Mittheilung des Herrn M. BAUER über Aufnahme der Section Tann.

Die geologischen Aufnahmen auf Blatt Tann wurden im Sommer 1885 vorzugsweise in dem Thal der Ulster und dem ihres Zuflusses, des Weydbaches, sowie an den rechten und linken Thalabhängen und den daran sich beiderseits anschliessenden Plateaus vorgenommen, nachdem in den vorhergehenden Jahren in gleicher Weise das Gebiet der Felda bearbeitet worden war.

Die Ulster wird auf ihrem ganzen Lauf durch das Gebiet des Blattes von Mittlerem Buntsandstein begleitet, über dem Röth lagert, den seinerseits wieder die ganze Reihe der Muschelkalkschichten bedeckt, welche besonders im Thale des Weydbaches stellenweise sehr schroffe Felsabhänge bilden. Bisweilen ist auf der Höhe der Obere Muschelkalk noch von Lettenkohle bedeckt. Die Gliederung ist die ganz gewöhnliche und bekannte. Besondere Aufmerksamkeit wurde den Tertiärbildungen und den Basalten geschenkt, deren Studium aber durch den völligen Mangel an Aufschlüssen auf den Höhen äusserst erschwert wird. Kurzer Rasen, vielfach sehr sumpfig und in nassen Jahren nicht begehbar, sowie dichte Wälder bedecken sehr ausgedehnte Flächen, auf denen höchstens oberflächlich eingeschnittene Wassergräben sparsamen Aufschluss gewähren, der ausserdem durch stellenweise sehr mächtige Basaltüberrollung noch weiter undeutlich und trügerisch gemacht wird.

Aus diesem Grunde ist es auch nicht gelungen, den Basalt des Horbelbergs, der in einem mächtigen Gang quer durch das auf Andenhausen hin verlaufende Thal setzt, nach W. oder SW. hin weiter zu verfolgen. Unmittelbar westlich (links) von dem genannten Thälchen verliert sich der Gang unter sumpfigen Wiesen, welche auf weite Flächen hin von grossen Basaltblöcken bedeckt sind, wie die ganze Hochfläche über dem rechten Thalabhang der Ulster.

Ebensowenig ist eine genauere Gliederung und eine Abgrenzung der Tertiärablagerungen bis jetzt gelungen und zwar aus demselben Grunde. Dass ausgedehnte Tertiärablagerungen vor-

handen sind, haben die Schürfe auf Braunkohlen bewiesen, die aber nicht zum Abbau der Kohlen geführt haben.

Auf Blatt Ohrdruff wurden einige mit den Aufnahmen aut dem südlich anstossenden Blatt Crawinkel nicht harmonirende Punkte von Neuem begangen, ohne dass sich die Nothwendigkeit einer Aenderung der früheren Aufnahmen dabei ergeben hätte.

Mittheilung des Herrn E. Kayser über Aufnahmen auf den Blättern Ems, Rettert, Nieder-Lahnstein (Coblenz) und Braubach.

Ueber die geologischen Verhältnisse des Blattes Ems sei hier nur bemerkt, dass die grössere nordwestliche Hälfte der Section aus Oberen Coblenz-Schichten mit mehreren sich aus denselben heraushebenden Zügen von Coblenz-Quarzit besteht. Der mächtigste dieser, überall mehr oder weniger hohe Rücken bildenden Züge setzt bei Bad Ems über die Lahn. Er bildet hier einen deutlichen Schichtensattel mit nach NW. und SO. fallenden Flügeln, auf dessen Axe im tiefen Lahneinschnitte die Emser Thermen hervortreten. Ein anderer, dem eben erwähnten paralleler Quarzitzug überschreitet die Lahn bei Dausenau. Der ganze im Osten dieses Zuges liegende Theil der Section besteht aus tieferen Unterdevon-Schichten, und zwar nicht — wie Koch annahm — blos aus Hunsrückschiefern, sondern daneben auch aus Unteren Coblenz-Schichten, die hier in normaler Weise eine ziemlich breite Zone zwischen Quarzit und Hunsrückschiefer bilden. Als Einlagerungen in den Unter-Coblenzschichten treten hier und da körnige Diabase, an der Grenze gegen den Hunsrückschiefer Porphyroïde auf.

Von Verwerfungen verdienen eine Reihe von Querdislocationen genannt zu werden, die sich in z. Th. recht auffälligen Querzerreissungen der Quarzitrücken zu erkennen geben. Die kleine, über Kemmenau liegende, sowie die grösseren bei Welschneudorf auftretenden Basaltmassen folgen derselben nordwestlichen Richtung, wie die genannten Querverwerfungen.

Von Eruptivgesteinen erscheinen im Bereiche des Blattes ausser Basalt noch Trachyt (Teufelsköpfe bei Arzbach), wäh-

rend im NW. der Section Bimsstein in grösserer Verbreitung auftritt.

Das Gebiet des Blattes Rettert besteht, ähnlich wie dasjenige des Blattes Ems, ganz überwiegend aus Unterdevon-Bildungen. Nur im O., in der Gegend von Katzenellnbogen und im obersten Rupbachthale, treten auch mitteldevonische Ablagerungen auf; dieselben reichen indess nicht weit nach W., da sie an der grossen, h. 11 streichenden, vom Blatte Schaumburg auch auf Blatt Rettert sich fortsetzenden Rupbach-Spalte abschneiden. Die diesjährigen Untersuchungen haben gelehrt, dass die genannte Dislocationslinie sich in der Gegend von Klingelbach in zwei Aeste spaltet, deren östlicher mit dem Dörsbachthale bei und oberhalb Katzenellnbogen zusammenfällt, während der westliche auf der Höhe links vom Dörsbachthale verläuft. In dem keilförmigen, zwischen diesen beiden Spalten liegenden Gebirgsstück tritt noch etwas Mitteldevon (Schalstein, Diabasmandelstein und Lahnporphyr) auf, während westlich davon nur Unterdevon-Schichten, und zwar zumeist tieferes Unterdevon vorhanden ist. Als ältestes Schichtenglied erscheint hier Taunusquarzit — soviel bis jetzt bekannt, das einzige Vorkommen seiner Art im N. des Hauptkammes des Taunusgebirges. Derselbe bildet einen mässig breiten, die Section von Katzenellnbogen aus in diagonaler Richtung nach SW. durchziehenden, aber nicht über dieselbe hinausreichenden Zug, dem die »Weisseler Höhe«, die »Ringmauer« und der »Kohlwald« angehören. Zu beiden Seiten dieser ältesten Sattel-Axe tritt zunächst ein verhältnissmässig schmales Band von Hunsrückschiefer, sodann in weiter Ausdehnung Unteres Coblenz auf. Die obere Grenze des Hunsrückschiefers wird durch Porphyroïde bezeichnet, die im nordwestlichen Theile des Blattes im Gebiete der Unter-Coblenz-Schichten eine grössere Anzahl schmaler, aber lange aushaltender, z. Th. bis weit in die westliche Nachbarsection Dachsenhausen hinein verfolgter Züge bilden. Diesem merkwürdigen Porphyroïdgestein gehören auch die bekannten versteinerungsreichen *Avicula*-Schiefer von Singhofen an. Die Fauna dieser Schiefer, in denen *Rensselaeria strigiceps* sehr häufig ist und auch *Avicula? capuliformis* Koch vorkommt, ist derjenigen der Siegener Grauwacke sehr ähnlich und weist

unzweifelhaft auf ein tief-unterdevonisches Alter, welches jedenfalls ein höheres ist als das der Coblenz-Scchichten. — Ueber dem Untern Coblenz folgt, ganz wie auf Blatt Ems, Coblenz-Quarzit, dem besonders der die höchste Erhebung im Bereiche des Blattes einschliessende Zug des »Grauen Kopfes« nordwestlich Laufenselden angehört, darüber endlich Oberes Coblenz, welches aber im W. der Rupbach-Spalte nur eine geringe Verbreitung besitzt, da es nur in der Gegend von Berndroth in Gestalt einer schmalen Schieferzone (*Spirifer auriculatus* etc. unter der Kirche von Hof-Ackerbach) entwickelt ist.

Auch im mittleren und westlichen Theile des Blattes Rettert machen sich mehrere, der Rupbach-Spalte mehr oder weniger parallel verlaufende, deutliche Verschiebungen der Schichten bedingende Querverwerfungen geltend. Neben denselben müssen aber auch streichende Verwerfungen bezw. Ueberschiebungen vorhanden sein: So längs des Quarzitzuges des »Grauen Kopfes«, der im S. unmittelbar und ohne jede Spur der unter normalen Verhältnissen zu erwartenden Unteren Coblenz-Schichten gegen Hunsrückschiefer stösst; und ebenso längs des Nordrandes der Katzenellnbogener Mitteldevon-Mulde, wo Porphyr und Porphyrschalsteine unmittelbar an Hunsrückschiefer grenzen.

Hervorzuheben ist, dass die streichenden Verwerfungen älter sein müssen als die Querverwerfungen, da sie durch die letzteren überall mit verworfen werden, ein Ergebniss, welches um so beachtenswerther ist, als die gleiche Beobachtung vom Verfasser auch auf den westlichen und nordwestlichen Nachbarblättern gemacht worden ist.

Erwähnenswerth ist endlich noch ein bisher unbekannt gewesenes kleines Vorkommen von geschichtetem, zahlreiche Einschlüsse von Unterdevongesteinen einschliessendem Basalttuff, welches gleich westlich Laufenfelden aufgefunden wurde.

Für die Kartirung des Blattes Nieder-Lahnstein bezw. Coblenz konnte ausser dem älteren, nur das ehemals nassauische Gebiet genauer darstellenden Blatte Nieder-Lahnstein noch ein neues Blatt Coblenz benutzt werden, welches von der geologischen Landesanstalt nach neuen, Seitens der Coblenzer Festungsbehörde

gemachten Aufnahmen zusammengestellt wurde. — Die Plateauflächen der Section Coblenz sind überall in grosser Ausdehnung mit Diluvium, hier und da auch mit Tertiär bedeckt; nur in den Thaleinschnitten, besonders im Rhein- und Moselthal, treten die überall den tieferen Untergrund bildenden Unterdevonbildungen zu Tage. Dieselben bestehen aus Ober-Coblenz-Schichten, Coblenz-Quarzit und Unter-Coblenz-Schichten, während Hunsrückschiefer im Bereiche des Blattes Coblenz nicht entwickelt ist. Eine ausserordentliche, bisher ungeahnte Verbreitung besitzt der Coblenz-Quarzit, welcher auf beiden Seiten des Rheins eine Reihe mächtiger Züge bildet, die sich namentlich im Kühkopf und Lichterkopf zu ansehnlicher Höhe erheben. Oestlich Ober-Lahnstein birgt einer dieser Quarzitzüge eine reiche Fauna, in der namentlich das Auftreten einiger Schizodus-Arten, sowie von *Homalonotus gigas* Interesse hat. Nördlich Ehrenbreitstein treten sowohl in den Unter- als auch in den Ober-Coblenz-Schichten ein paar geringmächtige Diabaslager auf, von welchen eines (unterhalb des Holderberger Hofes) von ungewöhnlich schön entwickelten Spilositen begleitet wird. Die Ober-Coblenz-Schichten sind an mehreren Stellen der Section sehr versteinerungsreich. Als ein altbekannter Versteinerungsfundpunkt des fraglichen Niveaus ist das Laubachthal südlich Coblenz zu nennen; ein anderer liegt am Holderberg östlich Urbar. Die Unter-Coblenz-Schichten führen nur hier und da, wie namentlich am Asterstein und im Thälchen des Bienhornbaches bei Ehrenbreitstein Versteinerungen; meist aber sind sie als nahezu versteinerungsleere, algenreiche Schiefer entwickelt. In dieser Ausbildung kann man sie im Rheinprofil zwischen Capellen und dem Bade Laubach, im Moselthal zwischen Lay und Moselweiss, bei Pfaffendorf u. s. w. beobachten. Im oberen Theil der fraglichen Stufe, in der Nähe des Coblenz-Quarzits, stellen sich zuerst vereinzelte, dann immer häufigere Einschaltungen von hellfarbigen, plattigen Sandsteinen zwischen den Schiefern ein. Diese »Algenschiefer und Plattensandsteine von Capellen« sind es, für die C. Koch seinerzeit die besondere Stufe der »Chondritenschiefer« aufstellte, welche ihr normales Niveau zwischen den Unteren und den Oberen Coblenz-Schichten haben sollte. Die fraglichen Schichten sind indess nichts weiter, als eine lokale Ent-

wickelung der Unter-Coblenzstufe und liegen nicht — wie Koch annahm — über, sondern vielmehr unter dem Coblenz-Quarzit.

Auch im Bereiche des Blattes Coblenz wurde eine Reihe nicht unwichtiger Verwerfungen aufgefunden. Eine grössere streichende Verwerfung liegt in dem im SO. der Feste Ehrenbreitstein verlaufenden Thale und tritt auch auf der linken Rheinseite, an der Mündung des Laubachthales, wieder vor. Längs dieser ganzen Linie stossen nämlich Untere und Obere Coblenz-Schichten unmittelbar gegen einander, ohne dass eine Spur von Quarzit vorhanden wäre. Bei Ehrenbreitstein liegt auf der fraglichen Spalte der dortige Mineralbrunnen. Von Querverwerfungen ist namentlich eine h. 11 streichende und bei Capellen unter sehr spitzem Winkel den Rhein treffende zu nennen. An dieser Verwerfung schneiden die grossen Quarzitzüge des Kühkopf und des Lichtehell (Augustahöhe, Stolzenfels) nach O. ab. Der schmale, zwischen der Verwerfung und dem Rhein liegende, im Rheinprofil entblösste Schichtenstreifen dagegen besteht nur aus Unter-Coblenz-Schichten, und daraus erklärt sich, dass die in ganz geringer Entfernung westlich vom Rhein auftretenden gewaltigen Quarzitberge bisher so gut wie unbeachtet bleiben konnten. Auch auf die rechte Rheinseite setzt die fragliche Verwerfung fort; und zwar fällt sie hier mit dem Einschnitte des Grossen Bachs südlich Braubach (auf dem gleichnamigen Blatte) zusammen. Sie tritt hier dadurch besonders deutlich hervor, dass sie auf längere Erstreckung die Scheide zwischen den auf der rechten Seite des Thales anstehenden Ober-Coblenz-Schichten und den auf der linken auftretenden Unter-Coblenz-Schichten und Hunsrückschiefern bildet. Andere, kleinere, deutliche Schichtenverschiebungen bewirkende, in h. $9^1/_2$ streichende Querverschiebungen liegen im W. der eben genannten, östlich Lay.

Mittheilung des Herrn G. Angelbis über Aufnahmen auf den Sectionen Hadamar und Dachsenhausen.

Die auf dem Blatt Hadamar auftretenden Devonablagerungen gehören, wie das schon in dem vorjährigen Berichte hervorgehoben werden konnte, ausschliesslich dem Mitteldevon an. Dass zu diesem auch die mächtig entwickelten, vorher zum Unterdevon

gerechneten Thon- und Kieselschiefer (Koch's Bandschiefer) zu rechnen sind, ergiebt sich aus den Lagerungsverhältnissen. Die, wie allenthalben im Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges, von SW. nach NO. streichenden Devonschichten bilden auf den im S. anstossenden Sectionen ein System paralleler Falten, die fast durchgängig ein nach SO. gerichtetes Einfallen zeigen, mithin als nach NW. überkippte Schichten aufzufassen sind. An diese schliesst sich nun die mitteldevonische Lahnmulde an, deren südwestliches Ende durch das Hervortreten der Unterdevonschichten auf dem nördlicheren Theile des Blattes Limburg in mehrere Specialmulden zerfällt. Sehen wir von diesen ab, so können wir die Südgrenze der grossen Lahnmulde als durch eine den Mensfelder und Nauheimer Kopf (beide Coblenz-Quarzit nach Kayser) schneidende Linie bestimmen. Die auf dem Blatt Hadamar auftretenden Devonablagerungen stellen die Muldenmitte dar, unterdevonische Schichten treten hier nicht mehr zu Tage. Als Liegendes des Mitteldevon lassen sich auf der im W. angrenzenden Section Girod die Orthoceras-Schiefer beobachten; unter ihnen lagern die allerjüngsten Schichten des Oberen Coblenz (mit Pentamerus). Im Norden des Blattes reicht das Mitteldevon auf die hier angrenzende Section Mengerskirchen hinüber und verschwindet dann unter dem Tertiär und dem Basalt des Westerwaldes.

In historischer Hinsicht ist es gewiss von Interesse, dass bereits Stifft die relative Stellung der in Rede stehenden Schichten klar erkannt und seine Beobachtungen auch in ganz bestimmter Weise ausgesprochen hat. Nur der den Gebrauch so sehr erschwerenden Anordnung seiner »Geognostischen Beschreibung des Herzogthums Nassau« ist es wohl zuzuschreiben, dass seine Angaben ganz übersehen wurden. Auf S. 234, 236 u. s. w. constatirt Stifft ausdrücklich, dass der Schalstein das Liegende und der Schiefer resp. die Grauwacke das Hangende bilde; er spricht deshalb auch mehrfach von »neuerer Grauwacke«.

Das auf dem Blatte Dachsenhausen zur Darstellung kommende Gebiet zeigt einen ungemein einförmigen geologischen Aufbau. Das Devon wird durch Hunsrückschiefer, Unteres Coblenz, Coblenz-Quarzit und Oberes Coblenz, sowie Porphyroïde repräsentirt. Jüngere Ablagerungen, Tertiär und Diluvium, fehlen fast ganz.

Mittheilung des Herrn H. Grebe über die Aufnahmen in der Vorder-Eifel, an der Mosel und Nahe.

Die im Jahre 1885 ausgeführten geologischen Arbeiten bestanden:

1. In der Kartirung der Blätter Mürlenbach, Hasborn und Bertrich.

2. In der Begehung des Terrains zwischen der unteren Mosel, Gerolstein und Mürlenbach während einer Woche in Gemeinschaft mit E. Kayser.

3. In einer Revision der Kartirung des Melaphyr-Gebietes an der Blies und oberen Nahe.

Das Terrain, welches die Blätter Mürlenbach, Hasborn und Bertrich einschliessen, besteht aus Unter- und Mitteldevon, Ober-Rothliegendem, Buntsandstein, Tertiär und Diluvium; dann kommen noch einige kleine Basaltpunkte, basaltische Laven und Tuffe in grösserer Ausdehnung bei Birresborn und Bertrich vor.

Auf Blatt Mürlenbach reichen die unteren Coblenz-Schichten vom Südrande der Section, wo sie an den Rändern des Kyllthales unter dem Buntsandstein hervortreten, bis in die Gegend von Mürlenbach. Am Ostrande der Karte treten sie im Salmforste unter dem Buntsandstein wieder hervor; die meist dunklen, oft auch graulichrothen Schiefer im Wechsel mit gleichgefärbten, feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen, welche überall steil nach N. einfallen und nicht selten Sättel und Mulden bilden, führen an mehreren Stellen, namentlich in der Nähe von Densborn und Alsch, zahlreiche thierische Reste, indess wurde kein so versteinerungsreicher Fundpunkt in diesen Schichten angetroffen, wie bei St. Johann, nahe der Südgrenze der Section.

Meist finden sich *Spirifer macropterus*, *Sp. arduennensis*, *Chonetes sarcinulata* und *Leptaena laticosta*. Auch unbestimmbare Pflanzenreste sind nicht selten.

Die oberen Coblenz-Schichten beginnen mit quarzitischen Gesteinen. Am Braunebach und im Salmforst im O. von Mürlenbach sind dieselben von geringerer Entwicklung, von grösserer in der Rödelkaul, und setzen von hier in NO. nach den Römerhöfen und in SW. über Mürlenbach nach dem Kyllwald fort,

hier unter dem Buntsandstein verschwindend. Nun treten die Schichten des Coblenz-Quarzit wieder am Goldberg bei Birresborn hervor; weiter westlich verläuft nahe der Grenze gegen das Mitteldevon ein Quarzitzug vom Hergenberg bei Seiwerath in NO. nach der Vogelsheck.

Organische Reste wurden in dem nur spärlich aufgeschlossenen Quarzit nicht gefunden.

Ob die nun folgenden Schiefer- und Grauwacken-Schichten, die das Liegende der Mulde von mitteldevonischem Kalk bilden und die zwischen der Kalkpartie von Mürlenbach und der von Hersdorf in der NW.-Ecke der Section in grosser Breite, wahrscheinlich in Folge von Sattel- und Muldenbildungen, auftreten, noch in weitere Unterabtheilungen zu bringen sein werden, bleibt einer demnächstigen Untersuchung vorbehalten; vorläufig wurden sie als »Schichten von Birresborn« bezeichnet und der Cultrijugatus-Stufe zugerechnet.

Häufig führen sie *Spirifer auriculatus (cultrijugatus)*, *Sp. arduennensis*, *Rhynchonella pila*, *Chonetes dilatata* und *Atrypa reticularis*.

Die Abtheilung des Mitteldevon beginnt mit Mergelschiefern und mergeligem Kalkstein (Calceola-Stufe), die sich als schmales Band vom unteren Braunebach bei Mürlenbach nach dem Forste hin ausdehnt; westlich erscheint zwischen Jacobsknopp (an der Mürlenbach-Schöneckener Strasse) die Calceola-Stufe in grösserer Breite.

Die Crinoïden-Schichten, welche bei der Gerolsteiner Kalkmulde an der Grenze zwischen den Calceola-Schichten und dem Stringocephalen-Kalk auftreten, konnten hier noch nicht nachgewiesen werden.

Der Stringocephalen-Kalk beginnt bei Hersdorf und setzt nach Westen über Schönecken hinaus fort.

Der Vogesensandstein, die untere Abtheilung des Buntsandsteins, erscheint in grösserer Ausdehnung zu beiden Seiten der Kyll und zwar in einer Mächtigkeit von 70—80 Meter im Durchschnitt; an der Basis zeigt er oft sehr grobe mächtige Conglomerate; westlich von Neustrassburg wechseln dieselben mit conglomera-

tischem, grobkörnigem Sandstein und sind bis zu 30 Meter Tiefe aufgeschlossen.

Der obere Buntsandstein (Voltziensandstein) kommt nur auf den Hochflächen des Salmforstes und des Kyllwaldes vor und ist 80 — 90 Meter mächtig. Pflanzenreste fanden sich darin nicht, sie kommen aber in den Steinbrüchen nahe der südlichen Sectionsgrenze, zwischen Neuheilenbach und Neidenbach, vor.

Von Eruptivgesteinen kommen nur vulkanische Producte bei Kopp und Birresborn vor (siehe d. Jahrb.).

Auf beiden Sectionen, Hasborn und Bertrich, sind die unteren Coblenz-Schichten sehr verbreitet, sie dehnen sich nördlich vom Grünewald und Kondelwald bis zum Nordrande aus. Der Grünewald zwischen der Lieser und der Alf besteht aus mehreren Zügen von Coblenz-Quarzit, welche in Sattelform auftreten; ebenso ist der breite Quarzitrücken des Kondelwaldes zwischen der Alf und dem Hessbach sattelförmig gestaltet.

Mächtige Schottermassen bedecken meist die Grenze zwischen dem Quarzit und den Unteren und Oberen Coblenz-Schichten. Am Lieserbach wie auch am Alfbach kommen im Hangenden des Quarzits Bänke von rother Grauwacke mit schieferigen, oft Chondriten-führenden Schichten vor, die am besten in einem grossen Steinbruche an der Strasse von Bausendorf nach Hontheim aufgeschlossen sind. Hier sind manche Schichten ganz mit *Chondrites antiquus* erfüllt. An thierischen Resten finden sich in diesen Schichten sehr häufig *Spirifer auriculatus* (*cultrijugatus*), *Atrypa reticularis* und *Orthis umbraculum*. Auf die versteinerungsreiche rothe Grauwacke folgen dickschieferige Schichten, die in einem über 500 Meter breiten Band von der Lieser nach der Alf sich ausdehnen; dieselben liegen an der Basis der Orthocerasschiefer und führen hier wie an andern Orten häufig Knollen von schwarzem Thonstein, so dass man sie als knollenführende Schiefer bezeichnen könnte. O. Follmann giebt in seiner Abhandlung[1]) (die Unterdevonischen Schichten von Olkenbach) ein Verzeichniss von den

[1]) Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preuss. Rheinlande und Westfalens, 1882, p. 118.

Versteinerungen, wie sie in diesen Schichten in grosser Zahl vorkommen.

Eine grössere Breite nehmen am Südrande des Grünewaldes und des Kondelwaldes die concordant auflagernden Olkenbacher (Orthoceras-) Schiefer mit den Tentaculiten-Schichten ein. Dieselben sind in den Brüchen bei Olkenbach, wo sie in 3 Centimeter dicken Platten gewonnen werden, aufgeschlossen. Auch sie sind hier ziemlich reich an Versteinerungen, von denen FOLLMANN eine grössere Anzahl aufführt.

Der Coblenz-Quarzit setzt vom unteren Alfthale über den Sollig nach dem Hochkessel fort; weiter in NO. wird er mehrmals von der Mosel durchschnitten, aber am Groben Kopf bei Mesenich tritt er wieder ziemlich mächtig hervor, dann setzt er bei Beilstein fort und wurde weiter gegen Osten, z. Th. bei gemeinschaftlichen Excursionen mit E. KAYSER, in vielen Seitenthälern auf der rechten Seite der Mosel bis zur unteren Mosel verfolgt. Im Hangenden des Quarzits werden bei Beilstein, bei Engelpfort (bei Treis) im Lützbachthal Schiefer gewonnen, die den Orthoceras-Schiefern angehören dürften.

Hunsrück-Schiefer treten im südlichen Theile von Blatt Bertrich zu beiden Seiten der Mosel auf und schneiden gegen NW. an einer grossen Verwerfung ab, die etwa im unteren Alfthale beginnt und in h. 4—5 über Bullay weiter verläuft.

Das Ober-Rothliegende füllt die Bucht zwischen dem Devon des Kondelwaldes und dem Devon-Rücken zwischen der Alf und Mosel aus, die Schichten sind muldenförmig eingelagert. Im unteren Alfthal ruhen einzelne Schollen von Ober-Rothliegendem auf dem Unterdevon und liegen 700 Fuss über der Thalsohle, gegen Westen nehmen die Schichten eine Breite von 7—8 Kilometern ein, sinken dann unter den Buntsandstein und treten an der Mosel bei Ehrang und Ruwer nur noch an den Thalrändern hervor. Das Ober-Rothliegende erscheint hier in zwei Abtheilungen; die untere stimmt mit dem oberen Thonstein der Söterner Schichten an der Nahe überein, ist in der Moselgegend aber nur 20—30 Meter mächtig, die obere Abtheilung besteht aus Conglomeraten und ganz feinkörnigem mürben, tief braunrothem Sandstein. In den

Conglomeraten, die Quarz- und Quarzitstücke führen, kommen auch häufig dolomitische Hohlgeschiebe vor.

Tertiär trifft man besonders innerhalb Blatt Hasborn in grösserer Ausdehnung auf Hochflächen an, die 1000—1200 Fuss über dem Meere gelegen sind. In grösserem Zusammenhang sind die tertiären Bildungen auf der Fläche zwischen dem Sammetbach und der Lieser, zwischen Hasborn und Walscheidt; auf dem schmalen Plateau zwischen dem Sammetbach und der Alf wurde nur bei Ober-Scheidtweiler eine kleine Partie Tertiär angetroffen, ebenso bei Beuern und ein schmaler Streifen auf dem 1500 Fuss hohen Rücken des Kondelwaldes; in grosser Verbreitung wieder auf den Hochflächen zu beiden Seiten der Mosel bei Reil und Bullay.

Die Tertiärablagerungen bestehen aus weissen Quarzgeröllen, weissem Thon, Sand, sehr festen Conglomeraten mit quarzigem Bindemittel und vereinzelten Blöcken von Braunkohlenquarzit. Bei Mest fand sich in neuerer Zeit ca. 30 Meter über dem Moselspiegel ein vulkanischer Tuff mit vielen Pflanzenabdrücken in festen Schichten; ob die Pflanzen aus der Tertiär- oder Diluvial-Zeit stammen, ist noch nicht entschieden.

Diluviale Ablagerungen sind an der Mosel in grosser Verbreitung auf 400—500 Fuss über der Mosel gelegenen Terrassen nachgewiesen; auch bei 150 und 50 Fuss über dem Thale kommen solche vor. An der Alf, zwischen Bausendorf und Bengel, zeigen sich höhere und niedere Terrassen mit diluvialer Bedeckung.

Die erst in neuerer Zeit bekannt gewordenen Basaltpunkte kommen innerhalb der Section Bertrich vor. Eine grössere, ca. 50 Fuss hohe Felspartie tritt südlich von Ediger am Bruder Harig-Fels 500 Fuss über der Mosel, am Nordabhang des Hochkessels, auf. Zwei schmale Gänge von Basalt erscheinen in den Oberen Coblenz-Schichten NO. von Bullay, am Wege nach dem Schoppberg.

Vulkanische Gesteine findet man im Alf- und Uessbach-Thale (siehe d. Jahrb.).

Die vulkanischen Erscheinungen bei Bertrich sind von weiterem Interesse, und es sind bei den eingehendsten Studien ganz neue

Beobachtungs-Resultate erzielt worden, worüber in diesem Jahrbuche ausführlich berichtet wird.

Bei der in den Jahren 1883 und 1884 in Gemeinschaft mit K. A. LOSSEN vorgenommenen, erneuten Untersuchung der Eruptiv-Gesteine des Rothliegenden im Saar- und Nahegebiete sind unter denselben für die zunächst zur Publication bestimmten Blätter Wahlen, Wadern und Lebach unterschieden worden:

1. Quarzporphyr, z. Th. quarzarm, z. Th. granathaltig;

2. Porphyrit, theils Glimmer-, theils Hornblende-Porphyrit, daneben Augit- und Bronzit-haltig;

3. Bronzit- (Bastit-) Porphyrit;

Ferner Melaphyre im Unter-Rothliegenden:

4. Basalt- oder Aphanit-ähnlicher Melaphyr, örtlich Bronzit-haltig;

5. Dolerit- oder Diabas-ähnlicher Melaphyr, örtlich Bronzit-haltig, z. B. am Schaumberg;

Ferner aus der Melaphyrdecke zwischen den Söterner Schichten (Grenz-Melaphyr allermeist im Ober-Rothliegenden):

6. Basalt- und Porphyrit-ähnlicher Melaphyr und Bronzit-Melaphyr nebst zugehörigem Mandelstein;

7. Porphyrit-ähnlicher Melaphyr, übergehend in Bronzit- (Bastit-) Porphyrit;

8. Porphyrit-ähnlicher Melaphyr, übergehend in Augit-Orthophyr;

9. Dolerit- oder Diabas-ähnlicher Melaphyr im Grenzlager über dem unteren Thonstein der unteren Söterner Schichten.

Mittheilung des Herrn E. DATHE über Aufnahmen am Ostabfall des Eulengebirges (Section Langenbielau).

In dem kartirten Gebiete ist hauptsächlich die Gneissformation entwickelt, während der Culm in der kleinen Partie bei Steinkunzendorf derselben ungleichförmig auflagert, und diluviale Bildungen die erstere Formation als dünne Decke östlich des Steilrandes des Gebirges theilweise verhüllen.

Die Aufnahmen in der **Gneissformation** schliessen sich direkt an die am Westabfall des Gebirges früher (vergl. den Be-

richt in d. Jahrb. für 1882) ausgeführten Untersuchungen an, weshalb ein vollständiges Profil durch das Gebirge von O. nach W. zu legen, jetzt möglich ist. Die am Westabfall vorhandenen Zweiglimmergneisse greifen in ihrer untersten Stufe, den flaserigen Gneissen, über den Gebirgskamm und reichen noch in ziemlicher Breite am Ostabhang hinab, sodass ihre Gesammtbreite recht gross ist. Zwischen diesen Gneissen treten jedoch auch grobflaserige Gneissvarietäten auf, welche zum Theil durch Aufnahme von grossen, porphyrartig eingesprengten Feldspäthen in Augengneisse übergehen, wie solche an der Sengellehne und südlich derselben bis Steinkunzendorf kartirt wurden. Als Einlagerungen in den Zweiglimmergneissen erscheinen Biotitgneisse, welche sich in ostwestlicher Richtung vom Gebirgskamme, bei der Ladestatt beginnend und sich allmählich verbreiternd, zum Täuberhügel ziehen. Direkt über diesen Biotitgneissen sind granatreiche Muscovitgneisse (rothe Gneisse) in zahlreichen kleinen Linsen im Zweiglimmergneiss eingeschaltet. Amphibolite und Serpentine sind zahlreich und in zwei Horizonten in den Zweiglimmergneissen vertheilt; der eine folgt ziemlich dem Gebirgskamme (Reimskoppe, Sonnenkoppe), während der andere weiter abwärts am Ostabfall, vom Höllenberg nach der Kornetkuppe und weiter nach Südost verläuft.

In den Zweiglimmergneissen macht sich in diesem Gebirgstheile eine Sattelbildung bemerkbar; denn während deren Schichten am Westabfall bei einem Durchschnittsstreichen NW.-SO. nach SW. geneigt sind, fallen sie am Ostabfall nach NO. resp. O. ein. Die Sattellinie fällt ziemlich mit dem Verlauf des Gebirgskammes zusammen. Die ostwestliche Richtung eines Theiles dieses Schichtencomplexes, welcher von der Ladestatt nach Steinkunzendorf zu sich ausdehnt und von dem allgemeinen Gebirgsstreichen somit abweicht, lässt sich auf eine Nebenfaltung zurückführen. Das Verhältniss in der Lagerung der Zweiglimmergneisse zu den weiter ostwärts folgenden Biotitgneissen ist noch nicht aufgeklärt, weil der Zusammenhang beider Abtheilungen durch den Culm von Steinkunzendorf einerseits verdeckt wird, andererseits weiter nach

SO. noch nicht genug entscheidende Beobachtungen angestellt werden konnten.

Die Abtheilung der Biotitgneisse nimmt nach Osten zu eine grossartige Entwicklung an und ist nicht nur bis zum Steilrand des Gebirges, sondern auch weiter nach Osten bis über das Kartengebiet der Section Langenbielau angetroffen worden. Nach ihrer Structur lassen sich schieferige, flaserige, breitflaserige, grobflaserige, grobkörnig-schuppige Varietäten unterscheiden. Von allen Structurvarietäten überwiegen die breitflaserigen Gneisse, welche im Gebiete östlich des Steilrandes fast lediglich entwickelt sind. — Nach der reichlichen Führung von erbsengrossen Granaten wurden grobkörnig-schuppige Biotitgneisse als Granatgneisse am Pohlberge und Silberberge ausgeschieden.

Als Einlagerungen in den Biotitgneissen erscheinen in ungeahnter Zahl Amphibolite (z. T. Eklogite) und Serpentine, welche namentlich zwischen Steinkunzendorf und Langenbielau verbreitet sind, doch auch weiter östlich noch zahlreich auftreten. Die Amphibolite sind theils granatführend, theils granatfrei; Serpentine sind oft mit denselben eng verknüpft, sodass beide Gesteine gleichsam ein einziges Gesteinslager darstellen. Mit den Serpentinen ist in kleineren Partien (an der Sengellehne, an der Kornetkuppe, dem Krähenberge) Enstatitfels vergesellschaftet; auch Strahlsteinschiefer tritt mehrfach in der Nachbarschaft der Serpentine auf (Husarenberg und Langenberg). Olivinfels wurde bei Habendorf (Sect. Gnadenfrei), nahe der Ostgrenze von Sect. Langenbielau entdeckt.

Mit Amphiboliten sind in einem gewissen Horizonte, der von der Silberkoppe nach den Kalkhäusern streicht, auch krystallinische Kalksteine in schwachen (0,5 Meter starken) Lagen verbunden. An der Schalkgrundkoppe bei Steinkunzendorf und im kleinen Wolfsgrunde bei den Kalkhäusern sind einige kleine, bereits abgebaute Kalklager im Gneiss bekannt.

In der Nähe des Steilrandes am Ostabfall des Eulengebirges und demselben in seiner Richtung N. 30° W. (= h. 9) folgend, sind den Biotitgneissen 12 einzelne Gesteinslager eingeschaltet, welche

einem hälleflintartigen Gestein zugehören. Letzteres stimmt in seinem Aeussern nicht vollständig mit den bekannten Hälleflinten Schwedens überein; deshalb belege ich die Felsart vorläufig mit vorstehendem Namen und behalte mir vor, nach Ausführung weiterer Untersuchungen eine geeignetere und bestimmtere Bezeichnung für dieselbe zu wählen. Das Gestein ist feinkörnig bis dicht; in frischen Stücken von graulichweisser Farbe, an der verwitterten Oberfläche aber meist schmutziggrau gefärbt. In den meisten Lagern ist die Felsart körnig-schieferig, und nur zuweilen mit einer ausgezeichneten feinen Lagenstructur versehen. Ihre Hauptgemengtheile sind nach mikroskopischer Untersuchung Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Kaliglimmer, wozu Apatit, Rutil, Chlorit und Eisenkies treten. Ganz vereinzelt sind mit blossem Auge kleine, hirsekorngrosse Quarzkörnchen, kleine, bis 1 Millimeter grosse Blättchen von Muscovit und kleinste Fünkchen von Eisenkies zu beobachten. Kleine Hohlräume von der Grösse einer Nadelspitze, welche häufig im Innern und in ihrer Umgebung gebräunt sind, deuten auf schon zersetzte Kiespartikel hin. In der Mikrostructur stimmt das Gestein mit der Beschaffenheit von gewissen Adinolen, Hälleflinten und Granuliten überein. In einer mikrokrystallinen, aus Feldspath, Quarz und Kaliglimmer bestehenden Grundmasse sind grössere Körnchen von Feldspath und Quarz mikroporphyrisch vertheilt. Die chemische Zusammensetzung ist bei einem spec. Gew. von 2,606 nach einer von Herrn Wilh. Hampe ausgeführten Analyse: SiO_2 71,43, TiO_2 0,12, Al_2O_3 13,82, Fe_2O_3 0,12, FeO 1,29, MgO 0,27, CaO 1,44, K_2O 4,95, Na_2O 4,17, H_2O 1,23, CO_2 1,01, P_2O_5 0,03; Summa 99,88.

Die Längserstreckung der einzelnen Lager beträgt durchschnittlich 300 Meter bei einer Mächtigkeit von 5—10 Metern. — Das hälleflintartige Gestein geht nicht in die Biotitgneisse über, sondern ist ebenso selbständig in seinem Auftreten und Verbande wie die Serpentine und Amphibolite innerhalb der Gneisse. Zwei der Gesteinslager sind an der Nordostseite der Zeisigkoppe, zwei zwischen Kalkgrund und Steingrund, sechs zwischen Steingrund und Tiefengrund bekannt geworden, während zwei südlich von Neubielau am Katzenkamm auftreten.

Die Lagerungsverhältnisse der Biotitgneisse sind im eigentlichen Eulengebirge ziemlich verwickelt, während sie östlich desselben im Hügellande bei Langenbielau sich einfacher gestalten. Der Verlauf der Gneissschichten gelangt durch genaue Eintragung der verschiedenen Einlagerungen am besten zur Geltung. Das Streichen ist im Allgemeinen von NW. nach SO. gerichtet, aber im Speciellen wechselt es in kurzen Abständen ungemein schnell. Das Fallen der Schichten ist ein östliches, obwohl dasselbe ebenso wie das Streichen lokal stark von dem herrschenden Einfallen abweicht. Diese Verschiedenheit hängt augenscheinlich mit den zahlreichen Sätteln und Mulden zusammen, welche bei der Aufrichtung des Gebirges entstanden sind. Im Hügellande streichen die Biotitgneisse fast durchgängig von NW. nach SO. und ihr Fallen beträgt 40—80 gegen NO.

Von Eruptivgesteinen setzen in der Gneissformation Diorit am Matzberge bei Weigelsdorf, Diabas bei Karlswalde, am Mühlwege und am Wege beim Grenzhau an der Hohen Eule in Gängen auf.

Von aufgefundenen Mineralien sind aus dem Gneissgebiet besonders erwähnenswerth: Beryll in grossen Krystallen im Pegmatit am Täuberhügel bei Steinkunzendorf; Apatit im Pegmatit des Kalkgrundes; Prehnit in einem Trum im Amphibolit südlich des Huthberges bei Langenbielau; wallnussgrosse Granaten im Pegmatit des Huthberges.

Der **Culm von Steinkunzendorf** ist in Form eines Dreiecks in einer 3 Kilometer langen und 1 Kilometer breiten wannenartigen Vertiefung der Gneissformation in der Richtung NNW.-SSO. eingesenkt. Thonschiefer, Grauwacken und Gneissbreccien bilden die liegenden Schichten der Ablagerung, während Conglomerate der höheren Stufe angehören und oberflächlich am meisten verbreitet sind. Unter den verschiedenartigen Geröllen der Conglomerate ist das adinolähnliche variolitische Gestein, das ich zuerst in den Culmconglomeraten von Hausdorf aufgefunden und seitdem auch als Gerölle im Rothliegenden der Gegend Hohenfriedberg-Bolkenhain nachgewiesen habe, zu erwähnen. Andere seltenere Gerölle sind Gabbro und Serpentine, welche beide von

dem Zobten stammen, ferner Granite und Diabase. Viele Gerölle sind durch Gebirgsdruck geborsten oder mit Eindrücken versehen. — Kalksteine sind in dieser Culmablagerung selten und finden sich theils als kopfgrosse Kalklinsen, welche vollständig mit *Lithostrotion junceum* Flem. durchwachsen sind, in den Thonschiefern (Steinberg), theils als ein dünnes, kaum 0,5 Meter starkes und 300 Meter langes Lager auf der Grenze zwischen Grauwacken und Conglomeraten am Hauensteinberge. An dieser Lokalität sind die Kalke vorherrschend erfüllt von Korallen, von welchen bisher die Geschlechter *Lithostrotion*, *Lonsdaleia*, *Lepophyllum* erkannt wurden; mit denselben sind nur vereinzelt Reste von *Productus giganteus* Martin und *Chonetes tricornis* v. Semenow vergesellschaftet. — In den Thonschiefern und Grauwacken sind an einzelnen Punkten, so namentlich am Steinberge, pflanzliche und thierische Reste reichlich vorhanden. Zu ersteren zählen *Calamites transitionis* Goepp., *Cardiopteris polymorpha* und mehrere *Sphenopteris*-Arten. Von thierischen Resten wurden Flügeldecken von Käfern, welche als die ältesten bis jetzt bekannten Käfer von Interesse sind, in denselben Thonschiefern aufgefunden; ferner kommen in denselben Schichten noch Reste von *Ammonites*, *Orthoceras* und kleinen Zweischalern vor.

Das **Diluvium** der Section Langenbielau ist nach seiner Bildung theils nordischen, theils einheimischen Ursprungs. Zur ersteren Gruppe sind der Geschiebelehm und die Sande und Kiese, zur letzteren die Gneissschotter und die dazu gehörigen Lehme innerhalb und ausserhalb, d. i. östlich des Steilrandes des Eulengebirges zu stellen.

Das nordische Diluvium ist als gemengtes zu bezeichnen, denn sowohl Kiese und Sande als auch der Geschiebelehm enthalten in ihren Geschieben und in ihren sandigen und feinerdigen Bestandtheilen einen grossen Procentsatz, welcher der Heimath entnommen ist, beigemischt. Das nordische Material besteht u. a. aus Gneissen, Graniten, Hälleflinten, Dalaquarziten, obersilurischen Kalksteinen (Beyrichienkalken), Feuersteinen und Bernstein. Zum einheimischen Material rechnen wir diejenigen Geschiebe, welche der Provinz Schlesien selbst entstammen; sie sind theils der näch-

sten Umgebung entnommen, theils seitlich, z. B. aus dem Eulengebirge, zugeführt, theils in dem weiter nördlich vorliegenden und angrenzenden Gebirge anstehend. Von den aus nördlich vorliegenden Bergen zugeführten Gesteinen fanden sich Gabbro und Serpentin vom Zobten in grosser Menge, ferner Thonschiefer, Grauwacken, Diabase, Diabas-Mandelsteine aus dem Silur-, Devon- und Culmgebiet von Freiburg; aus derselben Gegend mögen zum Theil viele Lydite, Quarzite und Phyllite stammen, welche recht reichlich als Geschiebe vertreten sind. Die Herkunft des seltener vorkommenden Quadersandsteins liess sich noch nicht bestimmt ermitteln; dagegen verweisen Braunkohlenhölzer, Knollensteine und thonige Sphärosiderite mit wohlerhaltenen Blättern (*Quercus, Fagus Carpinus*) auf die näher liegenden tertiären Ablagerungen von Saarau etc.

Der Geschiebelehm, dessen durchschnittliche Mächtigkeit 2 Meter beträgt, besitzt den Kiesen und Sanden gegenüber eine grössere Verbreitung; local ist der erstere jedoch mächtiger; in vielen Ziegeleigruben ist die Lehmdecke 3—4 Meter und in der des Gutsbesitzers Werner in Ober-Langenbielau (links der Strasse nach Tannenberg) sogar 8 Meter stark. — Kleine, linsenförmige, 1 bis 3 Meter starke Partien von gelblichgrauen bis gelblichbraunen Sanden sind dem Geschiebelehm nicht selten eingelagert; nur einmal (Ziegelei des Dominiums Mittelbielau) ist mit diesen Sanden auch ein kalkreicher Thonmergel verknüpft, und wie diese dem Geschiebelehm am Südende der Grube eingeschaltet. — Grössere und mächtigere Ablagerungen von Kiespartien finden sich zwischen Colonie Sehersau und Weigelsdorf und ferner am Klinkenbach zwischen Langenbielau und Peterswaldau; sie sind theilweise auch von Geschiebelehm bedeckt.

Das Terrain, auf welchem nordisches Diluvium noch zur Ablagerung gelangte, steigt vom Nordrande des Blattes nach S. (bis nach Weigelsdorf und Tannenberg) auf einer Strecke von 5,5 Kilometer von 280 Meter über dem Meere bis zu 410 Meter Seehöhe an; die Differenz zwischen beiden Punkten beträgt demnach 100 bis 130 Meter im Maximum. Da auch Geschiebelehm in 410 Meter Höhe bei Tannenberg sich noch vorfindet, hat die vordringende

Eismasse eine auffallend starke Steigung in diesem Gebiete zu überwinden gehabt. Am Steilrande des Gebirges bei Colonie Kalkhäuser lagern aber einige kleinere Sandpartien noch in einer Höhe von 420 Metern über dem Meere und einige nordische Blöcke daselbst bei 430 Metern über dem Meere.

Der Eulengebirgs-Schotter. Zahlreiche kleine Thälchen entwässern das Eulengebirge an seinem Ostabhange; sie sind im Allgemeinen Querthäler und nur streckenweis Längsthäler, verlaufen demnach rechtwinklig zum Gebirgskamme und durchbrechen den Steilrand des Gebirges, bis wohin sie ein starkes Gefälle besitzen, meist in nordöstlicher Richtung, um ihre Gewässer in der Regel in derselben Richtung durch das flachere Gelände weiter zu führen. Die grösseren Thälchen sind in ihrem unteren Theile wegen der bedeutenden Tiefe, bis zu welcher sie sich in das Gebirge eingeschnitten haben, unzweifelhaft alter Entstehung; sie sind jedenfalls zur Diluvialzeit fast bis zur jetzigen Tiefe vorgebildet gewesen und nach Beobachtungen hier und nach Erfahrungen in andern Gebirgsgegenden Mitteldeutschlands nachträglich kaum 10—20 Meter vertieft worden. In diesem Zeitraume haben sich durch Vertiefung und Verlegung des Bachbettes, sowie durch Zuführung aus Seitenthälchen und -Schluchten längs der Thalgehänge wallartige Schuttstreifen, welche kleinere und grössere Blöcke und Schutt der höher anstehenden Gesteine enthalten, gebildet. Dieser Schotter innerhalb des Eulengebirges lagert grösstentheils auf Gesteinen der Gneissformation, nur zum Theil auf Culm (Steinkunzendorf).

Beim Verlassen des eigentlichen Gebirges baut jedoch jedes Thälchen einen Schuttkegel auf; da das Gefälle der Bäche beim Eintritt in das flachere Gelände sich verringert, immerhin aber noch stark ist (es beläuft sich im Durchschnitt auf 1 : 6), so ist und war das Ueberschotterungsgebiet ein sehr grosses und deshalb erscheint dasselbe gegenwärtig auf grosse Strecken, z. B. zwischen Langenbielau und Peterswaldau als ein einziger grosser Schuttkegel, dessen Länge bei fast ebenso grosser Breite über 5 Kilometer beträgt. Am Gebirgsrande sind die Bestandtheile des Gneissschotters noch von beträchtlicher Grösse, sodass in gewissen Strichen

selbst grosse Blöcke vorherrschen; nach und nach verkleinert sich das Material und nimmt am Nordostrande oberflächlich eine grusartige und lehmige Beschaffenheit an, während in der Tiefe noch grössere Gerölle die Unterlage bilden. Der Gneissschotter überlagert an verschiedenen Stellen diluviale Kiese (Klinkenbach) und Geschiebelehm (z. B. zwischen Oberbielau und Tannenberg); daraus folgt, dass er relativ jünger, als diese ist. Für den grossen District Gneissschotters nördlich von Langenbielau ist jedoch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass er in seiner grössten Ausdehnung und namentlich in seinen tiefsten Schichten gleichzeitig mit dem Geschiebelehm und den Kiesen und Sanden abgelagert wurde. Diese Annahme würde voraussetzen, dass der Zufluss der Gewässer aus dem Gebirge zur Diluvialzeit, was sehr wahrscheinlich, ein besonders starker gewesen sei und zwar dermassen stark, dass die eigentlichen nordischen Diluvialgebilde in diesem District nicht zum Absatz gelangen konnten. Das Vorhandensein von wenigen nordischen Blöcken im Gneissschotter würde gegen die Annahme nicht sprechen. Hinsichtlich dieser Frage sind jedoch noch weitere, dieselbe begründende Beobachtungen längs des Gebirgsrandes bei fernerer Kartirung abzuwarten.

Mittheilung des Herrn F. Wahnschaffe über Aufnahmen im Westhavellande sowie am Nordrande des Harzes.

Während im westhavelländischen Arbeitsgebiete in den Jahren 1883 und 1884 die Blätter Rathenow, Haage, Ribbeck und Tremmen von mir bearbeitet wurden, erstreckten sich die diesjährigen Beobachtungen auf die Blätter Garlitz und Bamme, so dass nach Abschluss der letztgenannten gegenwärtig ein Complex von 6 Blättern druckfertig vorliegt.

Ueber die in den weitausgedehnten Ebenen der Blätter Garlitz und Bamme vorwiegend auftretenden Alluvialbildungen, sowie über ihr gegenseitiges Altersverhätniss gebe ich in dem diesjährigen Jahrbuche in einem diesen Gegenstand behandelnden Aufsatze eine Mittheilung. Hinzufügen will ich nur noch, dass der typische Schlick der Rathenower Gegend auf dem Blatte Garlitz seine östlichste Verbreitung besitzt und in den Ausbuch-

tungen der Havelniederung in der Osthälfte des letztgenannten Blattes nicht mehr vorkommt. Statt dessen finden sich dort Ablagerungen von Wiesenkalk und Wiesenthonmergel, die den Bildungen in der Etzin-Ketziner Bucht entsprechen dürften und auch mit jenen auf der östlich anstossenden Section Tremmen in direktem Zusammenhange stehen.

Alles besonders Bemerkenswerthe der im Gebiete dieser Blätter vorkommenden Diluvialablagerungen ist bereits in dem Aufsatze: »Die Süsswasser - Fauna und Süsswasser - Diatomeen - Flora im Unteren Diluvium von Rathenow« von mir mitgetheilt worden, so dass ich darauf verweisen kann.

Was die Aufnahmen am Nordrande des Harzes anlangt, welche eine Gliederung und kartographische Darstellung der auf den Blättern Wernigerode und Neustadt-Harzburg auftretenden Quartärbildungen bezweckten, so ist von mir über die Ergebnisse dieser Untersuchungen bereits in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft Jahrg. 1885 S. 897—905 berichtet worden. Als wesentlichstes Resultat möchte ich hervorheben, dass sich in den Diluvialablagerungen der dortigen Gegend folgende Gliederung von oben nach unten durchführen liess:

3. Schotterlehme und lössartige Lehme.
2. Nordische Grande und Sande mit nordischen Blöcken und gemengte Bildungen.
1. Hercynische Schotter z. Th. mit nordischem Material.

Mittheilung des Herrn M. Scholz über Aufnahme der Sectionen Vieritz und Burg.

I. Von der Section Vieritz ist bereits im Jahrbuch für 1884, p. XCI, bezüglich der Diluvialbildungen hervorgehoben, dass dieselben den höheren Theil der Section einnehmen und in ihre Spathsande Geschiebemergel eingelagert ist, welcher noch der altmärkischen Facies des unteren Mergels angehört. Das wird durch die im Jahre 1885 fortgesetzte Untersuchung und auch durch den Umstand bestätigt, dass dieser rothe Geschiebemergel als Liegendes einen rothen Diluvialthon von unbekannter, aber nicht bedeutender Mächtigkeit besitzt, in welchen er allmählich übergeht.

Es wird noch zu entscheiden sein, ob er sich jenseits der Havel fortsetzt. Allerdings finden sich dort noch Geschiebemergel, z. B. auf der Westseite des Rathenower Weinberges, zwischen 40 und 50 Meter Höhe in der äussersten NO.-Ecke der Section, sowie auf dem Premnitzer Berge in 40 Meter Höhe. Andererseits tritt über Spathsand und Spathgrand auf dem Gipfel des Milover Berges und desjenigen des Bützer Berges in den Höhen von 69 Meter, bez. 71,6 Meter, also in ziemlich gleichem Niveau, ein sandiger Geschiebemergel auf, welcher möglicherweise das westliche Auskeilen oder vielmehr einzelne als Vorläufer auftretende Schollen des oberen Diluvialmergels (∂m) darstellt, welcher, getrennt durch etwa 30 Meter Diluvialsand, über dem am Fusse des Vieritzer und Bützer Berges in 35—40 Meter Höhe aufgeschlossenen rothen Mergel lagert. Das Vorkommen von Geschiebemergel am Rathenower Weinberge und Premnitzer Berge entspricht in seiner Meereshöhe demjenigen der altmärkischen Facies von Gross-Buckow und von einigen noch südlicher in der Section liegenden Vorkommen desselben.

Abgesehen von diesem noch zweifelhaften Alter des betreffenden Geschiebemergels tritt hinsichtlich der quartären Entwickelungsgeschichte des zwischen Jerichow, Rathenow und Genthin liegenden Theiles des alten Elbthals recht deutlich die allmähliche Auswaschung und Ueberschlickung desselben hervor. Es sind demnach die isolirt im Schlickgebiet stehenden Rathenower, Premnitzer, Milower und Vieritzer Berge stehengebliebene Pfeiler des grossen Diluvialplateaus, welches sich in mehr oder weniger erkennbarer Continuität über das Gebiet der heutigen Elbe und Havel nach Osten hin erstreckt hat. Die jetzt von letzteren Flüssen benutzten Thalrinnen können, was wenigstens zunächst für Section Vieritz und Umgegend anzunehmen ist, in ihrem im Allgemeinen südnördlich gehenden Verlaufe nicht dem allgemeinen Faltenwurf von NW.—SO. entsprechen, sondern tragen den Charakter von durch nachträgliche Auswaschungen entstandenen Durchbruchsthälern. Darauf deuten auch die sehr steilen Elbufer bei Verchland, Tangermünde und Arneburg hin.

Die alluvialen Ablagerungen der Section, der sogenannte Havelschlick, zeigen in ihrer Zusammensetzung insofern einige

Abweichungen vom ächten Elbschlick, als sie etwas weniger feinste Theile (unter 0,01 Millimeter Durchmesser) als dieser besitzen. Der local vorkommende Kalkgehalt tritt namentlich an einzelnen Stellen, wo der Schlick mächtiger und in Gruben bis zu 5 Meter Tiefe aufgeschlossen ist, hervor und zeigt in einer dieser Gruben, bei Marquede, Einschlüsse von nicht mehr bestimmbaren Pflanzenresten, namentlich Blattresten mit Vivianit. Ob letztere Ablagerungen nach einzelnen Andeutungen, z. B. dem in ihr gefundenen, nach der Bestimmung des Herrn Branco dem präglacialen *Trogontherium Cuvieri* von Moosbach bei Wiesbaden ausserordentlich ähnlich sehenden Biber-Unterkiefer, ebenfalls als präglacial anzusprechen sind, muss bis nach dem Auffinden noch weiterer Reste fraglich bleiben.

Das Vorkommen einer unteren (älteren) und einer oberen (jüngeren) Schlickbank ist in der Section Vieritz nicht zu erkennen, dort vielmehr nur eine einzige Bank in der Mächtigkeit von durchschnittlich 1 — 2 Meter, selten darüber, wie in den angeführten Gruben, vorhanden. Jedoch lässt sich in dieser Bank deutlich eine rothgefärbte obere Lage, welche an Eisenoxyd reicher ist, und die durch ihre Farbe auffallenden sogenannten Rathenower Ziegel liefert, von einer unteren, etwa bei 0,5 — 1,0 Meter Tiefe beginnenden, bläulichgrau gefärbten und nur hellgelbe Steine gebenden unterscheiden, welche beide Lagen auch die Techniker als »rothe« und »weisse« Erde bezeichnen. Falls dieser Unterschied, wie allerdings wahrscheinlich, nicht blos durch die stärkere Verwitterung und höhere Oxydation des Eisengehalts der oberen Lage hervorgerufen ist, würde in ihm die Andeutung von zweierlei, verschiedenalterigen Absätzen gegeben sein, wie sie weiter nach Westen, in der Section Jerichow, erkennbar sein sollen.

II. Section Burg. Dieselbe liegt am Nordrande desjenigen Theiles vom südlichen norddeutschen Landrücken, welcher in seiner Fortsetzung nach Südosten hauptsächlich als Fläming bezeichnet wird. Nur ein kleiner Theil in der NW.-Ecke der Section gehört noch zum Elb-Alluvium und liegt unter 40 Meter Meereshöhe; der Hauptheil steigt allmählich an und gipfelt im Kapaunenberge mit 104 Meter, senkt sich von da ab jedoch nach Osten und Süden

bis zu 60 bez. 80 Meter. Das Gebiet besitzt den Charakter des im Westen von der Elbe durchschnittenen Plateaus, auf welchem nur wenige Einzelhügel, nämlich der Kapaunenberg, der Krähenberg (südlich Stadt Burg und 80 Meter hoch) und die blauen Berge (südlich Pitzpuhl und 100 Meter hoch) sich erheben.

Das Plateau besteht in seinen oberen Schichten grösstentheils aus diluvialen Sandablagerungen und wird von dem schmalen und seichten Thale der nach Nordwesten fliessenden Ihle durchschnitten. In grösserer Tiefe stehen im westlichen Theile der Section Septarienthone an. Nach dem schon von GIRARD, Norddeutsche Ebene 1855, S. 126, mitgetheilten Profile eines Bohrlochs aus der Nähe des in der SW.-Ecke der Section liegenden Dorfes Pitzpuhl liegen unter 148 Fuss »nordischer Bildungen« Septarienthone 257 Fuss, worunter sogenannte »Braunkohlenbildungen« mit 86 Fuss, welche indess Braunkohlenlager selbst nicht enthalten, und Triasschichten (»rothe sandige und kalkige Thone«, nach Herrn BEYRICH wahrscheinlich Keuper) mit 100 Fuss Mächtigkeit folgen. In den bis etwa 1 Kilometer entfernt liegenden Gruben indessen steht nördlich und südlich vom Dorfe der Septarienthon fast überall zu Tage an. E. v. SCHLICHT: »Die Foraminiferen des Septarienthons von Pitzpuhl«, Berlin 1870, hat seine Fauna näher geschildert. In ihm finden sich jetzt noch überall in den obersten, unter dem etwa 2 Meter mächtigen Geschiebemergel liegenden Schichten Septarien und Gypskrystalle. Der Septarienthon ist auch in einer etwa 2 Meter tiefen Grube am SO.-Abhange des nordwestlich Pitzpuhl liegenden Kapaunenberges aufgeschlossen und bildet also wahrscheinlich in Gestalt dieses Berges eine von Diluvium überzogene Tertiärkuppe. Die Septarienthone erstrecken sich nach Norden bis unter die Stadt Burg und sind dort in der Tiefe von 33 Meter als fette, geschiebefreie und Gypskrystalle führende Thone mehrfach erbohrt worden. Auch ein *Lamna*-Zahn wurde in ihnen gefunden. Da sie unter Burg (40 Meter) bei 7 Meter, bei Pitzpuhl bei etwa 78 Meter Meereshöhe anstehen, so findet also ein Fallen von S. nach N. statt.

Als Reste einer zur Diluvialzeit zerstörten Bank eines tertiären, braunen, eisenschüssigen Sandsteins, dessen Anstehen in der Section

selbst nicht gefunden wird, kommen in den Diluvialsandgruben des Krähenberges Geschiebe vor, deren Einschlüsse Herr Dr. Ebert vorläufig als tertiäre Species von *Cytherea*, *Arca*, *Pecten*, *Fusus* und *Astarte* sowie von *Cyprina* (*islandica* oder *anodonta*) und als dem Ober-Oligocän angehörig bestimmt hat. Da diesen petrefactenführenden ganz ähnliche Sandsteingeschiebe auch in der Section Stendal vorkommen und andererseits noch bei dem etwa 1,5 Kilometer östlich von Burg liegenden Hohensaden gefunden werden sollen, so scheint es, als wenn beide aus der Gegend des Ober-Oligocän von Wingke bei Gardelegen, nordwestlich von Burg, abstammten.

Das Quartär der Section besteht bis auf einzelne, über die Section vertheilte und namentlich südlich von Burg entwickelte Schollen von Geschiebemergel hauptsächlich aus diluvialem Spathsand, der als geschichteter, mit Grandlagen wechselnder Sand am schönsten in den Gruben des Krähenberges aufgeschlossen ist.

Der im Gebiete der Section vorkommende Geschiebemergel ähnelt demjenigen der Altmark, ist jedoch nicht ganz so röthlich gefärbt. Die geographische Lage der Section Burg, das Vorkommen von rothem altmärkischem Mergel auf dem linken Elbufer und sein Ueberspringen auf das rechte in den Nachbarsectionen, z. B. Arneburg u. a. O., lassen diesen Mergel noch zu jenem rechnen. Andererseits spricht für seine Stellung als Geschiebemergel des Oberen Diluviums neben der geringeren Mächtigkeit (wie es scheint, nur 5—6 Meter) der Umstand, dass er, wie z. B. im Gebiete der Section Stendal und selbst der Section Vieritz, nirgends mehr in Spathsand eingelagert erscheint, auch dass der sonst unmittelbar unter ihm liegende rothe Diluvialthon bei Burg als solcher noch zweifelhaft ist, aufgeschlossen wenigstens nicht in der Section erscheint.

Sehr sandiger unterdiluvialer Geschiebemergel von grauer Färbung tritt unter dem erwähnten röthlichen am Südrande der Stadt Burg hervor. Er correspondirt mit dem sich auch in der Altmark unter rothem Geschiebemergel findenden.

Das unzweifelhaft Obere Diluvium liegt auf dem Plateau, theils als Decksand, theils als Steinbestreuung (Dreikantner namentlich häufig zwischen Burg und Pitzpuhl). Der Thal-Geschiebe-

sand zieht sich, im Norden ziemlich feinkörnig, nach Süden zu grandiger werdend, an den Rändern des Ihlethales und am Nordrande des Plateaus entlang.

Die namentlich im nördlichen Theile, sonst auch in der SW.-Ecke der Section bei Pitzpuhl entwickelten Dünen entstammen sowohl ihm als dem Spathsande.

Der nordwestlichste Theil der Section ist von Elbschlick ausgefüllt, der sich in der Rinne des Ihlethals hinauf nach Süden zieht. Dieser Schlick kommt in seinem Gesammtgehalt an Staub und feinsten Theilen ungefähr dem von WAHNSCHAFFE (die Quartärbildungen aus der Umgegend von Magdeburg S. 93) geschilderten Schlick der Elbniederung bei Magdeburg gleich, besitzt jedoch weniger feinste Theile und mehr Staub.

Die humosen Ablagerungen der Section Burg sind von keiner grösseren Ausdehnung und erheblichen Bedeutung.

Mittheilung des Herrn F. KLOCKMANN über Aufnahme der Sectionen Friesack und Brunne.

Dem vorjährigen Bericht über die wechselseitigen Beziehungen zwischen geologischem Bau und orographischer Gestaltung, welche bei einigen Diluvialinseln der westlichen Mark mit besonderer Deutlichkeit hervortreten, lassen sich in diesem Jahr noch einige nähere, den genetischen Zusammenhang erläuternde Angaben hinzufügen. — Es handelte sich in dem erwähnten Bericht um 2 Gruppen von Diluvialplateau's, welche, getrennt durch die etwa 1 Meile breite Niederung des Berliner Hauptthals, unter sich gleiche orographische und gleiche geologische Beschaffenheit aufweisen, von einander sonst aber wesentlich verschieden sind.

Die südlich des Hauptthals gelegenen Plateau's von Rhinow und Friesack stellen ein stark coupirtes Terrain dar: hoch und verhältnissmässig steil aufragende Hügel, die bald isolirt erscheinen, bald zu langgestreckten Rücken reihenartig zusammentreten, erheben sich auf einer mässig undulirten Sockelfläche, welche als randliche Umgebung oder muldenartige Einsattelung der höher aufragenden Punkte im Verein mit diesen landschaftlich einen anziehenden Wechsel zwischen Berg und Thal erzeugt.

Mit dieser orographischen Gestaltung correspondirt die geologische Beschaffenheit in der Weise, dass das sockelartige niedere Plateau an seiner Oberfläche durchweg aus dem Geschiebemergel des Unteren Diluviums besteht, unter dem auch der diesen Geschiebemergel unterlagernde Untere Diluvialsand, den tieferen Stellen des Terrains folgend, hervortritt, während im Gegensatz dazu die Höhen und Rücken aus jenem Unteren Sand aufgebaut sind, der über dem erwähnten Geschiebemergel liegt. Die Kuppen selbst tragen eine mehr oder minder dichte Steinbestreuung, welche nicht selten — so namentlich auf dem Friesack — in den oberen Geschiebemergel übergeht, und vielfach tritt an ihren Gehängen noch der Mergelsand in Form bandartiger Umränderung zu Tage.

Somit ist für beide Plateau's der geologische Aufbau der gleiche und wird bei vollständiger Schichtenfolge — und diese ist die Regel — durch folgendes Profil dargestellt:

Oberer Geschiebesand resp. Oberer Mergel.

Unterer Sand (gewöhnlich von geringerer Mächtigkeit und zuweilen ganz fehlend).

Mergelsand, stellenweise in Thonmergel übergehend.

Unterer Sand (gewöhnlich von geringer Mächtigkeit und zuweilen ganz fehlend).

Unterer Geschiebemergel, stellenweise vertreten durch Untere Geschiebesande, die als Erosions-Residuen des Mergels aufzufassen sind.

Unterer Sand.

Wenn hier vorstehendes Lagerungsschema als ein aus den Höhenunterschieden des Terrains ableitbares Resultat dargestellt ist, so bedarf es noch der Erwähnung, dass dasselbe durch die vorhandenen Gruben-Aufschlüsse durchaus bestätigt wird. In einer 10 Minuten südlich von Friesack gelegenen Ziegelei-Grube lässt sich das ganze Profil mit einem Blick überschauen.

Dieser auf grössere Erstreckung hin anhaltende Aufbau des Diluviums lässt nun unzweifelhaft auf den einstigen Zusammenhang der entsprechenden Schichten unter sich schliessen und deren gegenwärtige Discontinuität als die Folge einer nachträglichen Erosion erkennen. Die Reliefverhältnisse der in Rede stehenden

Diluvialinseln stellen sich demnach als Erosionswirkungen dar und sind weder in ihrer Gesammtheit auf ursprüngliche Oberflächenformen, wie sie direct bei der Ablagerung gebildet werden konnten, noch partiell in ihren höher aufragenden Punkten als Aufpressungserscheinungen des Einschubes zu erklären. Sowohl die Oberflächenform der einzelnen Plateau's wie ihre Abtrennung durch ein breites nordsüdlich verlaufendes Thal sind sekundären späteren Ursprungs.

Die dargelegten Beziehungen zwischen geologischer und orographischer Beschaffenheit erklären auch, was namentlich am Plateau des Friesack augenfällig ist, dass der Untere Mergel in breiter Fläche die Oberfläche bildet, wenn die Höhen weiter auseinander rücken, dass er dagegen diese letzteren, wenn sie nahe zusammentreten, bandartig umsäumt und nur in schmalen Streifen oberflächlich erscheint.

Erwähnt mag noch werden, dass von der Regel, nach welcher der Obere Mergel in einem orographisch höheren Niveau liegt als der Untere, an der Friesacker Diluvialinsel eine Ausnahme zu constatiren ist, insofern als an deren Rand der Obere Mergel tiefer hinabsteigt und sich innerhalb der sonst für den Unteren Mergel charakteristischen Curven hält.

Den Gegensatz zu den geschilderten Verhältnissen dieser beiden Plateau's bildet die nördlich des Berliner Hauptthals gelegene Gruppe des Belliner und, soweit ich mich überzeugen konnte, auch des Ruppiner Landes nördlich und nordwestlich von Fehrbellin.

Hier stellt das Diluvialplateau einen wenig gewellten Höhenrücken dar, der sich durchweg zwischen 35 Meter und 45 Meter Meereshöhe bewegt, ohne irgend welche sich abhebende und höher aufragende Kuppen resp. Hügelreihen.

Auf dem Bellin besteht der ganze Höhenrücken, von ganz untergeordneten Punkten abgesehen, aus oberdiluvialen Ablagerungen, und zwar wesentlich aus dem oberen Geschiebemergel, in dessen mulden- oder rinnenartigen Einsenkungen sich Sande oder Thone abgelagert haben. Nur in vereinzelten und räumlich sehr beschränkten Punkten tritt der unterteufende Untere Sand in Folge

von Aufpressung und in einem schmalen Streifen längs des Plateaurandes — hier durch Erosion blosgelegt — zu Tage.

Zur Erklärung der auffälligen Erscheinung, dass in einander so nahe gelegenen Diluvialinseln wesentlich verschiedene Verhältnisse obwalten, was die Gestaltung und die Zusammensetzung der Oberfläche anlangt, bedarf es noch der weiteren Erforschung. Für den beschränkten Raum, auf dem diese Verhältnisse durch ihr schroffes Gegenübertreten so augenfällig werden, dürfte es auch nicht gerathen sein, eine Specialerklärung zu geben; nur soviel lässt sich allenfalls sagen, dass das ganze in Rede stehende Verhalten unzweifelhaft in ursächlicher Beziehung steht zu dem Berliner Hauptthal, welches als Abzugscanal für die erodirenden Schmelzwasser diente und die Trennungslinie bezeichnet, von welcher aus nördlich wie südlich die orographische und geognostische Beschaffenheit des Diluvialbodens sich ändert.

Ausser diesen auf die Oberflächengeologie des kartirten Gebiets bezüglichen Notizen mögen hier noch einige andere Bemerkungen folgen.

Die von Wahnschaffe am Ostrande des Friesacks constatirten Funde von *Paludina diluviana*[1]) wiederholen sich auch weiter nördlich am selben Plateau. Paludinen wurden von mir in dem Sande unter dem Unteren Mergel und in diesem letzteren selbst bei dem Dorfe Warsow in mehreren Exemplaren gefunden.

Die schon einmal erwähnte Ziegeleigrube südlich von Friesack soll bei der Ziegelerde-Gewinnung während des Winters wiederholt Zähne und Knochen von *Elephas primigenius* geliefert haben. Mir selbst glückte es nur, Knochenbruchstücke vom Mammuth aus diesem Aufschluss zu erlangen.

Vom Plateau des Bellins bedürfen die in den schwachen Senken des Oberen Geschiebelehms liegenden Sande und Thone noch einige Worte der Erwähnung. Es ist ganz charakteristisch, dass überall da, wo das Terrain des Bellin unter die 40-Meter-Curve fällt und sich flache Einmuldungen einstellen, horizontal gelagerte, 1—2 Meter mächtige Sande auftreten, als deren Sohle

---

[1]) Siehe dieses »Jahrbuch für 1884« S. 266.

vielfach ein feiner, kleine Glimmerschüppchen führender, kalkfreier Thon erscheint, während das Ganze vom Oberen Mergel unterteuft wird. Diese Sande — und ebenso die Thone — sind gleichalterig mit dem Oberen Geschiebesand und dem Thalsand, unterscheiden sich aber von dem ersteren durch das fast völlige Fehlen von Geschieben und durch horizontale Lagerung in seenartigen Becken, von letzterem durch ihre Lage auf der Höhe des Plateaus. Für die thonige Ablagerung liegt es nahe, sie mit dem von Nathorst in Schonen constatirten »Glacial sötvattenslera = Druaslera« zu parallelisiren, doch ist es mir bisher nicht gelungen, irgend eine der charakterisirenden Pflanzen, wie *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix polaris* etc. darin aufzufinden.

Mittheilung des Herrn K. Keilhack über die Aufnahmen auf den Blättern Karow bei Genthin und Ziesar.

Die Aufnahmen dieser beiden Sectionen, deren letztere bereits auf der nördlichen Abdachung des Fläming liegt, ergab das Uebergreifen des rothen Unteren Geschiebemergels der Altmark über die Elbe, aber nicht auf den Fläming; vielmehr bildet der »Fiener«, ein Theil des Baruther Hauptthales, die Grenze seiner Verbreitung nach Süden. — Vor den Thälern, die vom Fläming herunterkommen, liegen im Hauptthale grosse, deltaartige Flächen von Sand und Schotter, deren weitere Verbreitung bei den ferneren Aufnahmen am Rande des Fläming zu beobachten sein wird. Auch unter eigenthümlichen Lagerungsverhältnissen an der Abdachung des Fläming auftretende Hochmoore bedürfen noch näherer Untersuchung. Mit Sicherheit wurde das mehrfache Auftreten der märkischen Braunkohlenbildung und des Oberen Geschiebemergels auf dem Fläming constatirt.

Mittheilung des Herrn A. Jentzsch über Aufnahmen in Westpreussen.

Section Mewe wurde durch Aufnahme ihres westlichen Theiles vollendet, welcher die Gehänge des unteren Jonkathales und des zunächst oberhalb liegenden Theiles des Fersethales umfasst. Oberer Sand, Geschiebe- und Blockbestreuung ziehen sich

von den Plateaurändern bis in die Thalsohlen hinab und bedecken insbesondere breite Streifen der rechten Seite des Fersethales. Der Obere Geschiebemergel wird überall von einer »Mergelsand-gruppe« unterlagert, welche aus feinem Sand, Mergelsand und Thonmergel in wechselnder Folge aufgebaut ist, meist nach oben mit fettem Thonmergel abschliessend. Darunter folgt in ebenso allgemeiner Verbreitung die oberste Bank des Unteren Geschiebemergels, welche noch zum Jungglacial, d. h. zu den Produkten der jüngsten Vergletscherung zu rechnen ist. Mächtige Sande, die Vertreter der Interglacialsande von Jakobsmühle, folgen darunter an beiden Gehängen der Ferse und Jonka. Noch ältere, dem Altglacial, d. h. den Produkten einer älteren Vergletscherung angehörige Aufschlüsse von Unterem Geschiebemergel, finden sich in den tiefsten Theilen der genannten Thäler. Eine tiefliegende Bank von Fayencemergel tritt in der Sohle des Fersethales mehrfach zu Tage.

In der Oberflächengestaltung überwiegt an den Thalrändern naturgemäss der Einfluss der Erosion; doch besteht das Plateau von Königswalde, in der Südost-Ecke des Blattes, aus N.—S. bis NW.—SO. streichenden Terrainwellen, welche auf einer Faltung der Diluvialschichten beruhen, die auch den Oberdiluvialmergel mitbetreffen. Dadurch schliesst sich das Plateau innig an die benachbarte Section Münsterwalde an.

Von Blatt Münsterwalde wurde der nördliche Theil bearbeitet, in welchem dieselbe Gliederung der Jungglacialbildungen, also Oberer Mergel über Mergelsand über Unterem Mergel überall verfolgt wurde. Dem Niveau des Interglacial entsprechen am Weichselthalgehänge bei Jesewitz mächtige Sande über Mergelsand und Fayencemergel; darunter folgt als Altglacial Geschiebemergel, der von Thonmergel und Fayencemergel unterteuft wird.

Ein 1—2 Kilometer breiter Streifen, der sich von der Nordwest-Ecke der Section in südöstlicher Richtung über den Smarzowo'er See durch die Königl. Forst nach Münsterwalde hinzieht, ist frei von Oberdiluvialmergel. Unterer Sand mit Bestreuung bildet in Verbindung mit zahlreichen Torfmooren in diesem Streifen fast ausschliesslich die Oberfläche und bezeichnet eine »verwaschene

Moränenlandschaft«, welche auf die Thätigkeit glacialer Schmelzwässer hindeutet. Bemerkenswerth ist die Schärfe und der relativ einfache Verlauf der Grenze zwischen dem Sand- und Mergel-Gebiete.

Abgesehen von diesem Sandstreifen (welcher sich in dem »Münsterwalder Thal« als diluviale Erosionsrinne fortsetzt) zeigt das Terrain überall charakteristische Faltung, die insbesondere nördlich des erwähnten Sandstreifens in zahllosen kleinen Terrainwellen zum Ausdruck gelangt. Diese Wellen laufen zumeist nordsüdlich, mithin der Hauptrichtung des Weichselthales parallel, in der Nordwest-Ecke des Blattes aber NW.—SO. Diese beiden Richtungen treffen im Winkel zusammen, derart, dass das südwestliche Plateau durch die einen Winkel bildenden Linien von Pienonskowo nach Ostrowitt und von da nördlich Smentau zur westlichen Sectionsgrenze eingefasst wird. Durch die Schaarung der diesen Plateaurändern parallel gelagerten Wellen (deren höchste in der Nordost-Ecke bei Thymau am Rande des Weichselthales liegt und Tertiär als Kern besitzt), entstehen thalartige Hohlformen, so z. B. diejenige, in welcher der Halbdorfer und der Pienonskower See liegen. Auch der Smarzewoer, Kleinkruger, Jellener und Thymauer See sind Dependenzen des nordsüdlichen Faltensystemes, weisen indess auch Spuren von Erosion auf.

Die merkwürdigste Falte ist der Ås-artige Rücken, welcher sich von dem erwähnten Plateaurande bei Smentau abzweigt und als ein nur 150—200 Meter breiter, 60—75 Fuss (= 19—24 Meter) hoher Rücken sich 5 Kilometer lang nordwärts zieht. Von seiner nur 240 Fuss Meereshöhe erreichenden Wurzel steigt derselbe charakteristisch in seiner Längserstreckung nach Norden derart, dass er an seinem Nordende bei Königswalde (Section Mewe) auf 280 Fuss anschwillt.

Dieser Rücken wird von dem mehrerwähnten Sandstreifen quer durchschnitten, woraus folgt, dass:

1) dieser Rücken keine Aufschüttung, sondern eine Aufpressung ist,
2) dass derselbe erst nach Ausbildung des Oberdiluvialmergels entstand.

Gleicherweise schliesst sich überall der Oberdiluvialmergel den Faltungen des Terrains an und überzieht schleierartig in meist dünner Hülle sein Liegendes, welches im grössten Theile der Section nur an kleinen Stellen zu Tage tritt.

Eine sehr bemerkenswerthe Parallelfalte verläuft 7 Kilometer westlich in den Sectionen Kirchenjahn und Bobau, 12 Kilometer lang und bis 92 Fuss (29 Meter) hoch, von Wielbrandowo über Grabau und Russek bis nahe Bobau.

Von im Bau begriffenen Eisenbahnen wurden die Linien Bromberg-Fordon und Praust-Carthaus begangen.

Erstere verläuft in der diluvialen Thalsohle des Thorn-Eberswalder Hauptthales und endigt bei Fordon dort, wo sich dasselbe von dem heutigen Weichselthale abzweigt. Die Aufschlüsse betreffen Flugsand, Thalsand, Oberdiluvialsand, Unterdiluvialsand, Unterdiluvialmergel und Posener Septarienthon, unter welchem Sande und Kohlen der Braunkohlenformation erbohrt sind. Ein besonderer Aufsatz dieses Bandes schildert die beobachteten Verhältnisse genauer.

Die Aufnahme entlang der Eisenbahn Praust-Carthaus kann erst im kommenden Jahr abgeschlossen werden. Hervorzuheben ist vorläufig die Auffindung gemischter Diluvialconchylien mit Yoldia im Diluvialgrand zu Ober-Kahlbude, sowie die weite Verbreitung geschiebefreien, feinen mit Thon verbundenen Sandes von etwa 30 Meter Mächtigkeit.

Für die Diluvialfauna ist der Nachweis des Renthieres, *Cervus Tarandus*, in den durch ihre Yoldiathone bekannten Haffziegeleien von Lenzen und Succase bemerkenswerth, besonders insofern, als die dortige Lagerstätte den ältesten Schichten des norddeutschen Diluviums zuzurechnen ist, die dortige Glacialfauna mithin das erste Herannahen des Eises bezeichnet. Unter den Hunderten dort gesammelter Wirbelthierreste gehört die überwältigende Mehrzahl einer marinen Fauna, insbesondere *Phoca* und *Gadus* an. Wie aber neben dem marinen Yoldiathon eine auf reines Süsswasser deutende Valvatenbank vorkommt, so auch eine Wirbelthierlandfauna, für welche ausser *Cervus Tarandus* u. A. *Elephas*, *Rhinoceros*, *Equus* und zwei verschiedene Arten

von *Bos* als neu vorläufig anzuführen sind. Die Untersuchung des reichen Materials ist noch nicht beendet. Die Landthierreste liegen zumeist in einer besonderen Bank, scheinen indess auch im echten Yoldiathon vorzukommen.

Schichten-Proben aus den in Ost- und West-Preussen gebohrten Brunnen wurden wie in den Vorjahren gesammelt und untersucht. Es ergaben sich dabei tertiäre Sande der Braunkohlenformation bei den Kasernenbauten zu Osterode in 56 — 76,5 Meter Tiefe, dagegen glaukonitische Thonmergel mit Foraminiferen, ganz denen in Tilsit gleich, über Grünsand mit aufsteigendem Wasser im Remonte-Depôt zu Gr.-Neuhof und Kl.-Neuhof bei Ragnit, sowie in der Oberförsterei Ibenhorst bei 44 — 90 Meter, resp. 45 — 74 Meter, resp. 30 — 129 Meter. In Verbindung mit den bereits bekannten Aufschlüssen von Tilsit[1]), Insterburg und der Försterei Königskrätz (Mauschern) im Forstrevier Nemonien[2]) ergiebt dies für das nördliche Ost-Preussen eine sehr gleichmässige und nahezu horizontale Verbreitung dieser Mergel, welche wegen ihrer Foraminiferen und Fischzähne, sowie nach ihrer petrographischen Beschaffenheit zur Kreideformation gezogen werden müssen, jedoch, da sie nirgends Belemniten führen, vermuthlich etwas älter als die obersenonen Mucronatenmergel Königsbergs und des Samlandes sind. Zugleich wird die frühere Angabe des Verfassers, dass in einem weiten Distrikt des nördlichen Ost-Preussens die Braunkohlenformation fehlt, durch diese drei Bohrungen von Neuem bestätigt. Der in Ibenhorst erbohrte Grünsand enthält bis 5 Millimeter grosse milchige Quarzkörner, nach Art der in den Cenomangeschieben vorkommenden. Das dort zu Tage überfliessende Wasser enthält in 100,000 Theilen 28,4 Theile Chlor, entsprechend 46,8 Chlornatrium, oder 0,047 pCt. Kochsalz; das entsprechende Wasser der Tilsiter Bohrlöcher ergab seiner Zeit 0,15 bez. 0,18 pCt. Chlornatrium.

Das im Vorjahre beschriebene Bohrloch Kalgen bei Königsberg wurde fortgesetzt und traf bei 112 — 129 Meter grauen

---

[1]) Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1882, S. 361 — 368.
[2]) Ebenda, f. 1884, S. 611.

Lettenmergel mit Knollen von harter Kreide und mit Belemniten (anscheinend *B. mucronata*), bei 129—133 Meter weisslichgrauen kreideähnlichen Mergel, mithin durchweg Obersenon.

Die obersenone kalkhaltige Grünerde ohne Knollen von harter Kreide reicht mithin hier von 79—112 Meter, ist also 33 Meter mächtig, während sie unter der Stadt Königsberg nur 17 Meter Mächtigkeit erlangt.

Mittheilung des Herrn TH. EBERT über Aufnahme der Section Neuenburg.

Die Aufnahmearbeiten auf Section Neuenburg haben, obgleich sie noch nicht beendet sind, ergeben, dass diese Section in Hinsicht der Entwicklung des Diluviums eine der interessantesten Westpreussens ist. Das hohe Steilufer der Weichsel bietet eine Reihe von schönen Aufschlüssen, welche einerseits die Gliederung der Diluvialschichten klar zu Tage treten lassen, andererseits auch gestatten, die Störungen, welche diese Schichten erlitten haben, auf längere Erstreckung zu verfolgen. Ferner hat die Section eine Reihe neuer Fundpunkte diluvialer Fauna geliefert und endlich wurde ein diluviales Kohlenflötzchen beobachtet[1]).

Die Gliederung der Schichten des Diluviums, welche sowohl am Steilufer, als auch in den Seitenthälern und Parowen eingehend untersucht und klar gelegt werden konnte, ist im Allgemeinen von oben nach unten folgende:

a) Erster (oberer) Geschiebemergel (local an der Basis eine Sandschicht).

b) Erster Thonmergel, gewöhnlich von rother oder röthlichgrauer Farbe, aber auch mit gelblichen Zwischenlagen.

c) Spathsand, an einzelnen Stellen Conchylienreste enthaltend.

d) Zweiter Geschiebemergel, in der HÜBSCHMANN'schen Parowe mit Conchylienresten.

e) Spathsand, sehr mächtig entwickelt, mit einzelnen Grandlagen, Conchylienreste enthaltend.

[1]) Zeitschrift der Deutschen geol. Ges. Bd. XXXVII, S. 803.

f) Zweiter Thonmergel, wohlgeschichtet; fette Lagen wechseln mit sandigen ab (Bänderthon).

g) Spathsand mit vereinzelten Thonstreifen, an der Basis ein Kohlenflötzchen enthaltend; ist bis jetzt nur eine locale Erscheinung und bisher nur an zwei, etwa einen Kilometer von einander entfernten Stellen beobachtet. Gewöhnlich folgt auf Schicht f) ein

h) Dritter Geschiebemergel, in unverwittertem Zustand schwarzgrau; reich an Conchylienresten.

i) Dritter Thonmergel. Breite, fette Streifen wechseln mit schmäleren sandigen ab, welch' letztere auch ganz verschwinden.

k) Spathsand, sehr feinkörnig und Glimmerblättchen enthaltend; untergeordnet in demselben ein schmaler Thonstreifen.

l) Vierter Geschiebemergel, röthlich; nicht durchsunken mit 5 Metern.

Der zweite, dritte und vierte Geschiebemergel haben eine Durchschnittsmächtigkeit von 5 Metern, der erste Geschiebemergel erreicht meist nur eine Dicke von 2 bis 3 Metern. Die Thonmergel und Sande sind bezüglich ihrer Mächtigkeit sehr veränderlich, und erscheinen hierin auch durch Faltungen und Quetschungen beeinflusst. Von den Sanden ist Schicht e) die bei weitem mächtigste (8 Meter und darüber); häufig enthält sie eine Sandsteinzone (Bindemittel = kohlensaurer Kalk). In Sand c) werden Schnüre von schwarzem, manganhaltigem Sand nicht selten angetroffen.

Während die unteren Schichten l), k) und theilweise i), soweit die Aufschlüsse erkennen lassen, sich in ungestörter Lagerung befinden, sind die oberen häufig stark verbogen, gefaltet und geknickt, zuweilen sogar verworfen. Dabei schiessen die Sättel oft steil und plötzlich auf, an einzelnen Stellen bis zu ca. 40 Fuss. Zwischen der Hübschmann'schen und der Hunds-Parowe, einer Entfernung von einem Kilometer, wurden 3 solch grosser Falten beobachtet, abgesehen von kleineren.

Sogenannte »Nordseefauna« findet sich in c), d), e), g) und h); in letzter Schicht am häufigsten und am besten erhalten; hier neben *Cerithium lima*, *Corbula gibba* und den gewöhnlichen Formen auch *Dreissena polymorpha*. In c) wurde in einer Grube an der

Chaussée südlich von Milewken noch *Yoldia arctica* GRAY gefunden.

Die Kohle der Schicht g) habe ich anfangs als die Spur einer Interglacialzeit[1]) aufgefasst. Ich muss diese Ansicht insofern modificiren, als die Kohle ebensogut intraglacial sein kann, wenn ich es auch nicht für wahrscheinlich halte.

Mittheilung des Herrn R. KLEBS über Aufnahme der Section Bartenstein in Ostpreussen.

Im Laufe des Sommers 1885 wurde die Section Bartenstein geologisch und agronomisch kartirt. Unterschieden ist dabei: Tertiär, Diluvium, Alt-Alluvium und Alluvium.

Das Tertiär konnte in dem Allethal in der Nähe von Lengen allerdings nicht anstehend, aber als durch den unterdiluvialen Mergel emporgehobene Schollen nachgewiesen werden, welche mit ziemlicher Sicherheit beweisen, dass Tertiär auch in der Tiefe ansteht, da an einen weiten Transport von groben Quarzsanden, wie sie sich dort finden, nicht zu denken ist. Diese Punkte liegen am weitesten östlich von allen bisher in Ostpreussen bekannten.

Das Untere und Obere Diluvium bot nichts besonders Bemerkenswerthes, ebensowenig das Alt-Alluvium und das Alluvium.

Eine besondere Unterabtheilung des Diluviums wurde als »interglaciale Süsswasserbildungen« unterschieden. Diese Schichten entsprechen den betr. Bildungen auf Section Heilsberg. Sie zeichnen sich, wie diese, durch den grossen Reichthum an Süsswasserconchylien, namentlich Anodonten, aus und enthalten ebenso wie bei Heilsberg zahlreiche kleine noch nicht bestimmte Knochen (Frosch?).

Mittheilung des Herrn H. SCHRÖDER über die Aufnahme des südlichen Theiles der Section Krekollen und der Section Siegfriedswalde (Ostpreussen).

Bereits im masurischen Höhenzuge befindlich kann man die Oberflächenformen namentlich der Section Siegfriedswalde durch

[1]) s. Vortrag in der December-Sitzung 1885 der Deutschen geol. Gesellschaft.

Anwendung des Terminus »Moränenlandschaft« charakterisiren, deren einzelne, durch geringe Senken von einander getrennte Hügelkuppen in richtungsloser Anordnung bis zu 500 Fuss Meereshöhe ansteigen. Tiefere Einsenkungen bis unter 300 Fuss bilden jetzt grossentheils durch Torf ausgefüllte, ehemalige Seen.

Tertiär tritt nur in wenigen Punkten an der westlichen Grenze in vereinzelten Aufschlüssen zu Tage. Die feinen, schneeweissen Quarzsande und Kiese mit grossen, milchigen Quarzen gehören der oberen Etage der preussischen Braunkohlenformation an.

Das Diluvium nimmt als Thonmergel, Sand, Grand und Geschiebemergel an der Zusammensetzung der Terrainfläche Theil. Namentlich letzterer hat eine ausserordentlich weite Verbreitung. Er bedeckt, durch häufig intensiv rothe Farbe kenntlich, Hügel und Senke und macht alle Hebungen des Terrains als höchste Schicht mit. Derselbe ist als oberdiluvial aufzufassen. Im Süden der Section Krekollen ist er stellenweise oberflächlich seiner Feinerde soweit beraubt, dass über dem Geschiebemergel locale Anhäufungen von Grand und Geröllen lagern, die als Aequivalent des oberdiluvialen Decksandes aufgeführt werden können.

Unterdiluviale Sande treten auf 1) als grössere Flächen, 2) sehr häufig als kleine Durchragungen, 3) als langgestreckte Bänder und 4) selten als Umsäumung der Höhen in Folge von Thal-Erosion.

Erwähnenswerth ist besonders ein Sandzug, der in nahezu NW.-SO.-Richtung von der Gegend westlich Kleiditten — ca. 13 Kilometer lang und an Breite zwischen $1^1/_2$ und $^1/_3$ Kilometer schwankend — bis nördlich Prossitten streicht. Obwohl mehrfach hochgelegene Punkte in diesen Sandzug fallen, tritt er als solcher in keiner Weise aus dem umliegenden Terrain hervor. Der Geschiebemergel legt sich nordöstlich und südwestlich sofort in bedeutender Mächtigkeit an, und so erscheint der Zug als eine wallartige Durchragung unteren Sandes im Oberen Mergel.

Unterdiluviale Thone nehmen in der südöstlichen Ecke der Section Siegfriedswalde auf nicht unbedeutende Strecken hin Theil an der Bildung der Oberfläche. Dieselben sind, von wenig mächtigem Sand über- und unterlagert, zwischen Oberen und Unteren Geschiebemergel eingeschaltet und scheinen einem ursprünglich

zusammenhängenden Thonmergelniveau anzugehören, das noch über die Ost- und Südgrenze hinübergreift. Die Thonpartien erweisen sich ebenfalls als Durchragungen, denn der bis 300 Fuss Meereshöhe in der Nähe von Parkitten fast horizontal gelagerte Thonmergel erscheint mehrfach bei 400–450 Fuss in kuppelförmiger Lagerung mit z. Th. stark aufgerichteter Schichtenstellung südöstlich jener Gegend.

Die »Durchragung« ist die über das Bereich der genannten Sectionen hinaus charakteristische Lagerungsform. Sie bedingt wesentlich das eigenthümlich zerrissene Bild der »Moränenlandschaft«, die nicht durch Erosion einer gleichmässig ebenen Geschiebemergelfläche nach Ablagerung derselben entstanden ist, sondern zum grossen Theil schon durch die Oberkante der unterdiluvialen Sande und Grande angedeutet wird. Die ungleichmässige Anhäufung der durch die Gletscherwässer abgelagerten Sande und die gleichzeitig wirkende Erosion sind die primären Ursachen für die Entstehung von Höhendifferenzen, welche die Veranlassung zu Durchragungen gaben; die darüber gleitende Moräne hat nur die specielle Ausführung der schon in allgemeinen Grundzügen gegebenen Gestaltung des Terrains übernommen, namentlich insofern, als ihr Eigengewicht und das der ehemals über ihr ruhenden Eismassen durch Druck und Schub die Oberfläche noch complicirter gestaltete, als sie ohnehin schon war.

Ueber zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien wird in einem besonderen Aufsatze dieses Jahrbuches berichtet.

4.
Personal-Nachrichten.

Der Königliche Landesgeologe Professor Dr. KAYSER ist am 1. October 1885 als ordentlicher Professor an die Universität Marburg berufen worden. Derselbe verbleibt noch Mitarbeiter der geologischen Landesanstalt.

Der Bergreferendar Dr. KOCH ist als Mitarbeiter der geologischen Landesanstalt eingetreten.

Dr. ROBERT SCHEIBE ist als Assistent der mineralogischen Abtheilung und Dr. POTONIÉ als Assistent der pflanzenpaläontologischen Abtheilung des Landesmuseums eingetreten.

Geheimer Bergrath GEBAUER hat an Stelle des verstorbenen Regierungs- und Bauraths Professor Dr. SCHWATLO die Vorlesung über Bauconstructionslehre übernommen.

Beim chemischen Laboratorium der Anstalt sind die Chemiker Dr. BÖTTCHER und Dr. GREMSE ausgeschieden, die Chemiker STEFFEN, HAMPE und Dr. HERRMANN eingetreten.

Bei der chemisch-technischen Versuchsanstalt ist der Chemiker Dr. SPRAUL ausgeschieden und an seine Stelle der Chemiker JUNGFER eingetreten.

Bei der geologisch-agronomischen Aufnahme im Flachlande ist der Kulturtechniker BECKER verstorben. Neu eingetreten sind die Kulturtechniker FRIEDRICH, FISCHER und TÖLLNER, von denen der Erstere inzwischen gestorben ist.

II.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.

Studien über Thonschiefer, Gangthonschiefer und Sericitschiefer.

Von Herrn **A. von Groddeck** in Clausthal.

I. Thonschiefer und Gangthonschiefer des Oberharzes.

Die Oberharzer Gangthonschiefer sind schon mehrmals beschrieben und wissenschaftlich untersucht worden[1]). Das dabei gewonnene Hauptresultat lässt sich dahin zusammenfassen, dass die in den Gängen massenhaft vorkommenden glänzenden, schwarzen Gangthonschiefer als ein nur auf mechanischem Wege veränderter, die sparsamer vorkommenden bunten Gangthonschiefer dagegen als ein sowohl mechanisch, als auch chemisch veränderter Culmthonschiefer anzusehen sind.

Die Abstammung der Gangthonschiefer von den, in Verein mit Grauwacken, das Nebengestein der Oberharzer Gänge bildenden Culmthonschiefern wird Niemand bezweifeln, der das Vorkommen in den Gruben beobachtet hat.

Ebenso unzweifelhaft ist es, dass bei der Bildung der bunten Gangthonschiefer chemische Processe mitgespielt haben.

---

[1]) W. Kayser. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1850, S. 682.
G. Bischof. Lehrbuch d. chemischen Geologie 1852, II, S. 1645.
v. Groddeck. Zeitschrift d. Deutschen geologischen Gesellschaft Bd. 18, 1866, S. 37 und Bd. 21, 1869, S. 499.
C. Gericke. Ueber Gangthonschiefer etc. Inaugural-Dissertation, Göttingen 1868.
C. Naumann. Lehrbuch d. Geognosie. 2. Auflage. 3. Band, 1872, S. 569.

Die Richtigkeit der Annahme hingegen, dass die schwarzen Gangthonschiefer nur zerquetschte, chemisch aber nicht weiter veränderte Culmthonschiefer sind, kann angezweifelt werden, wenn man berücksichtigt, dass einerseits bei der Probenahme des Analysenmaterials nicht vorsichtig genug verfahren ist, — wie später noch näher erläutert werden wird — und andererseits die chemischen Analysen der Thonschiefer und Gangthonschiefer selbst, welche die gleiche chemische Zusammensetzung beider beweisen sollen, sehr unvollständig sind.

So ist bei denselben niemals eine Eisenoxydulbestimmung ausgeführt, alles Eisen vielmehr entweder gänzlich als Eisenoxyd oder als Eisenoxydul in Rechnung gebracht. Ferner vermisst man meistens eine directe Bestimmung des Wassers und des Kohlenstoffs, manchmal sogar die der Kohlensäure.

Falls unsere Anschauungen über die Bildung der Ausfüllungsmassen der Erzgänge auf wässerigem Wege richtig sind, ist es ausserdem von vornherein sehr unwahrscheinlich, dass die Gangthonschiefer genau dieselbe chemische Zusammensetzung haben, wie die Thonschiefer des Nebengesteins.

Die Lösungen, welche die Bestandtheile der Erze und Gangarten enthielten, müssen in den meisten Fällen — wenn nicht immer — einen mehr oder minder tief eingreifenden Einfluss auf das neben und zwischen den Gangspalten befindliche Gestein ausgeübt haben.

Da es für ein umfassendes Verständniss der Genesis der Gänge unumgänglich nothwendig ist, die Veränderungen genau zu kennen, welche das Nebengestein unter dem Einfluss der die Mineralbestandtheile der Gänge enthaltenden wässerigen Lösungen erfahren hat, schien es der Mühe werth, durch genaue chemische Analysen festzustellen, ob die Gangthonschiefer wirklich — entgegen der bisherigen Annahme — eine vom normalen Culmthonschiefer abweichende chemische Zusammensetzung haben.

Die Analysen können aber nur entscheidend sein, wenn bei der Auswahl des Materials besonders vorsichtig verfahren ist. Deshalb wurden die Culmthonschiefer nicht aus alten, mehr oder weniger verschlämmten und versinterten Querschlägen genommen,

sondern beim Betriebe von Schächten und Stolln im eben verritzten, reinen Nebengestein geschlagen und dabei nur ganz frisch und homogen aussehendes Material ausgewählt, welches dem Einfluss der Atmosphärilien und Grubenwasser niemals längere Zeit ausgesetzt war.

Die analysirten schwarzen Gangthonschiefer wurden aus sehr umfangreichen Collectionen dieser Gesteine ausgesucht, die ich der Güte der Oberharzer Berginspectionen verdanke. Nur die mildesten Varietäten sind gewählt und da die schwarzen, blättrigen Thonschiefer oft mit compactem, scheinbar wenigstens normalen Culmthonschiefer verwachsen sind, war es nothwendig, mit grosser Sorgfalt nur die mildesten Blättchen abzulösen, um geeignetes Analysenmaterial zu gewinnen.

Sämmtliche Analysen sind im Laboratorium der königlichen Bergakademie zu Clausthal nach bekannten Methoden ausgeführt.

Analysen von Culmthonschiefern des Oberharzes, ausgeführt von Dr. H. Sommerlad.

	I.	II.	III.
SiO_2	54,74	57,05	57,99
Al_2O_3	23,64	22,28	23,42
Fe_2O_3	1,28	1,38	0,49
FeO	5,38	5,64	5,06
MgO	2,58	2,59	1,20
CaO	0,75	0,78	1,65
K_2O	2,92	2,74	3,50
Na_2O	0,44	0,50	1,32
H_2O	4,77	3,87	3,39
C	0,89	0,31	0,74
TiO_2	0,37	0,47	0,32
S	0,51	0,39	0,17
P_2O_5	—	0,19	—
CO_2	1,06	1,23	1,12
Summa	99,33	99,42	100,37

Dunkel blaugraue homogen aussehende Thonschiefer aus dem:

I. Ottiliae-Schacht an der Bremerhöhe bei Clausthal.

Das Material zur Analyse wurde von mir während des Schachtabteufens auf der Schachthalde gesammelt.

II. Ernst August-Stolln.

Das Material ist 473[m] nördlich vom Johann Friedricher-Schacht bei Bockswiese geschlagen.

Der Thonschiefer enthält verkieste Versteinerungen des Posidonomyenschiefers.

III. Neuen Richtschacht im Hangenden des Herzog Georg Wilhelmer-Schachtes bei Clausthal.

Das Material stammt aus 180[m] Tiefe unter der Tagesoberfläche. Der Thonschiefer enthält *Posidonomya Becheri.*

Analysen von schwarzen Gangthonschiefern des Oberharzes,
ausgeführt von Dr. H. Sommerlad.

	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO_2	58,91	59,62	59,61	56,48	59,89	61,37	46,32
Al_2O_3	22,68	22,24	21,86	26,60	23,33	25,62	37,97
Fe_2O_3	1,78	1,43	2,60	0,74	2,55	1,82	1,41
FeO	1,93	2,10	1,56	2,18	0,41	0,66	0,62
MnO	—	—	Spur	Spur	Spur	—	—
MgO	0,84	1,30	1,56	1,25	0,81	1,17	0,62
CaO	1,27	0,82	1,17	0,76	1,74	0,74	0,94
K_2O	5,08	3,69	4,36	4,08	4,11	2,18	4,40
Na_2O	0,88	0,96	0,72	0,76	1,20	0,30	0,31
H_2O	3,90	5,05	5,12	5,52	4,58	3,44	4,47
C	1,27	1,05	0,58	0,84	1,10	0,86	nicht bestimmt
TiO_2	0,30	0,24	nicht bestimmt	nicht bestimmt	0,20	0,68	
S	0,69	1,03	Spur	0,43	Spur	0,60	
CO_2	1,52	0,76	0,68	—	1,26	0,93	1,23
Summa	101,05	100,29	99,82	99,64	101,18	100,37	98,29

Schwarze Gangthonschiefer von:

IV. Grube Herzog Georg Wilhelm.

V. » Bergwerkswohlfahrt. 10. Firste.

VI. » Juliane Sophie.

VII. » Lautenthal (Gangletten). Nur die feinsten, durch Schlämmen erhaltenen Theilchen wurden zur Analyse verwendet.

VIII. » Neuer Thurm Rosenhof.

IX. » Bergwerkswohlfahrt
X. » »
(Das Material zu beiden Analysen (von einer grösseren Probe stammend) wurde vor Jahren auf einer Grubenfahrt gesammelt.)

Bei Betrachtung dieser Analysen wird sofort erkannt, dass sich die schwarzen Gangthonschiefer durch einen auffallend geringen, 0,41 bis 2,18 pCt. betragenden Eisenoxydulgehalt von den Culmthonschiefern mit 5,06 bis 5,64 pCt. Eisenoxydul unterscheiden.

Ein hoher Eisenoxydulgehalt scheint übrigens eine charakteristische Eigenschaft sehr vieler normaler Thonschiefer zu sein, wie zunächst folgende Analysen devonischer Thonschiefer des Oberharzes beweisen, welche vor einigen Jahren auf meine Veranlassung gemacht wurden.

Analysen von devonischen Thonschiefern des Oberharzes,

ausgeführt von Herrn Dr. Brookmann.

	XI.	XII.	XIII.
SiO_2	58,60	59,50	59,35
Al_2O_3	21,30	13,91	13,56
Fe_2O_3	3,02	0,68	1,10
FeO	4,02	6,35	4,75
MnO	—	0,40	0,05
MgO	2,00	3,60	3,60
CaO	0,60	5,00	5,20
K_2O	1,50	2,60	1,77
Na_2O	2,50	0,30	1,48
H_2O	4,86	3,77	3,41
Ti_2O	1,00	0,65	1,00
S	—	—	0,16
P_2O_5	—	0,05	0,10
CO_2	—	3,53	4,45
Summa	99,40	100,34	99,98

XI. Devonischer Thonschiefer von der Widerwage (Hutthal) (Unterdevon?). Liegendes des Oberharzer Diabaszuges.

XII. Oberdevonischer Thonschiefer (Cypridinenschiefer) vom Lindthaler Weghaus bei Lautenthal.

XIII. Oberdevonischer Thonschiefer (Goslarer Schiefer) vom Frankenberge bei Goslar (Dachschiefer).

Der hohe Eisenoxydulgehalt der normalen Thonschiefer und die bedeutende Abnahme dieses Gehaltes in den schwarzen Gangthonschiefern werden dadurch besonders interessant, dass die bunten Gangthonschiefer, wie die früher von C. Gericke veröffentlichten Analysen zeigen, gar kein Eisenoxydul mehr enthalten.

Analysen von bunten Gangthonschiefern, ausgeführt von C. GERICKE *).

	XIV	XV	XVI	XVII
SiO_2	70,30	70,44	84,57	91,20
Al_2O_3	20,63	20,16	10,06	4,90
Fe_2O_3	0,46	1,45	0,77	1,12
MgO	0,22	0,28	0,31	0,07
CaO	0,19	0,04	0,28	0,39
K_2O	5,06	4,37	2,21	1,10
Na_2O	0,49	1,14	0,64	0,31
H_2O . . . . + organische Substanz	2,49	2,37	0,98	0,40
CO_2	0,56	0,56	0,94	0,74
Summa	100,40	100,81	100,76	100,23

XIV. Bunter Gangthonschiefer von der Grube Königin Charlotte l. c. p. 18.

XV. Bunter (hellgrauer) Gangthonschiefer von der Grube Hülfe Gottes l. c. S. 36.

XVI. Erhärteter bunter Gangthonschiefer von der Grube Hülfe Gottes l. c. S. 37.

XVII. Quarzit oder heller Kieselschiefer (verkieselter Gangthonschiefer) von der Grube Hülfe Gottes l. c. S. 38.

Diese Analysen eines sehr wenig Eisen enthaltenden Materials konnten für diese Arbeit benutzt werden; alle anderen älteren Analysen aber, aus den oben angegebenen Gründen, nicht.

Da bei den von C. GERICKE ausgeführten Analysen eine Eisenoxydulbestimmung niemals gemacht ist, könnte ein Theil des Eisenoxyds der bunten Gangthonschiefer, oder auch die ganze Menge

*) Siehe: Ueber die Gangthonschiefer in den Erzgängen des nordwestlichen Oberharzes. Inaugural-Dissertation von CURT GERICKE. Göttingen 1868.

desselben, sehr wohl als Eisenoxydul vorhanden sein. Durchschnittlich beträgt der Eisenoxydgehalt 0,44 pCt., was einem Eisenoxydulgehalt von 0,39 pCt. entspricht, eine jedenfalls sehr geringe Menge, im Vergleich zum Eisenoxydulgehalt der schwarzen Gangthonschiefer.

Sehr wahrscheinlich ist es aber, dass die bunten Gangthonschiefer gar kein Eisenoxydul, oder nur Spuren davon enthalten, da die mikroskopische Untersuchung viel freies Eisenoxyd in Gestalt roth durchscheinender Eisenglimmerblättchen nachweist.

Um festere Anhaltspunkte zu Vergleichen zu gewinnen, ist es nothwendig, die Silicatbestandtheile der analysirten Gesteine von den ihnen beigemengten, keine Kieselsäure enthaltenden Mineralien zu trennen.

Nach den vorliegenden Erfahrungen über die Zusammensetzung der Thonschiefer und dem durch die Analysen ermittelten Gehalt von C, TiO_2, S, P_2O_5 und CO_2, gehören zu diesen Mineralien 1. Kohle oder auch Kohlenwasserstoffe, 2. Rutil (Thonschiefernädelchen), 3. Kiese, 4. Apatit und 5. Carbonate.

C und TiO_2 sind direct als Kohle und Rutil in Abzug zu bringen. Die Menge des Kieses, Apatits und der Carbonate ist nach Maassgabe des S-, P_2O_5- und CO_2-Gehalts zu berechnen. Dabei kann der kleine Chlor- resp. Fluorgehalt des Apatits vernachlässigt werden.

Um die Basen zu ermitteln, an welche die Kohlensäure gebunden ist, wurden die in verdünnter kochender Salzsäure löslichen Bestandtheile quantitativ bestimmt und danach die Carbonate berechnet. Zur Controle wurde in den meisten Fällen der Kalkgehalt des in kochender verdünnter Salzsäure unlöslichen Theils der Gesteine noch ausserdem direct bestimmt.

In der folgenden Tabelle sind die auf diese Weise erhaltenen Resultate zusammengestellt.

	Culmthonschiefer.				Devonische Schiefer.				Schwarze Gangthonschiefer.								Bunte Gangthonschiefer.				
	I.	II.	III.	Durchschnitt	XI.	XII.	XIII.	Durchschnitt	IV.	V.	VI.	VII	VIII.	IX.	X.	Durchschnitt	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	Durchschnitt
SiO_2 . . .	54,74	57,05	57,99	**56,59**	58,60	59,50	59,35	**59,15**	58,91	59.62	59,61	56,48	59,89	61,37	46,32	**59,31**	70,30	70,44	84,57	91,20	**79,12**
Al_2O_3 . .	23,64	22,28	23,42	**23,14**	21,30	13,91	13,56	**16,25**	22,68	22,24	21,86	26,60	23,33	25,62	37,97	**23,72**	20,63	20,16	10,06	4,90	**13,93**
Fe_2O_3 . .	0,66	0,90	0,29	**0,61**	3,02	0,68	0,90	**1,54**	0,93	0,15	2,60	0,22	2,55	0,35	1,41	**1.13**	0,15	1,05	0,08	0,49	**0,44**
FeO . . .	4,22	5,64	4,75	**4,87**	4,02	6,35	3,96	**4,77**	0,56	1,49	1,56	2,18	0,41	0,17	0,62	**1,06**	—	—	—	—	—
MnO . . .	—	—	—	—	—	0,40	0,05	**0,15**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	2,58	1,63	1,20	**1,80**	2,00	3,60	3,60	**3,07**	0,84	1,30	1,56	1,25	0,81	0,93	0,44	**1,11**	—	—	—	—	—
CaO . . .	0,30	0,31	0,46	**0,35**	0,60	0,43	—	**0,29**	0,40	0,33	0,30	0,76	0,14	0,27	0,18	**0,36**	—	—	—	—	—
K_2O . . .	2,92	2,74	3,50	**3,05**	1,50	2,60	1,77	**1,95**	5,08	3,69	4,36	4,08	4,11	2,18	4,40	**3,91**	5,06	4,37	2,21	1,10	**3,18**
Na_2O . .	0,44	0,50	1,32	**0,75**	2,50	0,30	1,48	**1,42**	0,88	0,96	0,72	0,76	1,20	0,30	0.31	**0,80**	0,49	1,14	0,64	0,31	**0,64**
H_2O . . .	4,77	3,87	3,39	**4,01**	4,86	3,77	3,41	**4,01**	3,90	5,05	5,12	5,52	4,58	3,44	4,47	**4,60**	2,49	2,37	0,98	0,40	**1,56**
Rutil . . .	0,37	0,47	0,32	**0,38**	1,00	0,65	1,00	**0,87**	0,30	0,24	—	—	0,20	0,68	nicht bestimmt	**0,23**	[. . . nicht bestimmt . . .]				
Kohle . .	0,89	0,31	0,74	**0,64**	—	—	—	—	1,27	1,05	0,58	0,84	1,10	0,86		**0,95**					
Schwefelkies . . .	0,95	0,73	0,31	**0,67**	—	—	0,30	**0,10**	1,29	1,93	Spur	0,80	Spur	1,12		**0.85**					
Apatit . .	—	0,44	—	**0,14**	—	0,11	0,23	**0,12**	—	—	—	—	—	—		—					
Carbonat	2,67	2,41	2,62	**2,56**	—	8,04	10,31	**6,11**	3,76	1,86	1,55	—	2,86	2,13	1,72	**2,02**	1,25	1,24	2,15	1,77	**1,60**
Summa .	99,15	99,28	100,31	—	99,40	100,34	99,92	—	100,80	99,91	99,82	99,49	101,18	99,42	98,29	—	100,37	100,77	100,69	100,17	—

Die im Vergleich zu den Analysen sich heraus stellenden kleinen Differenzen in den Hauptsummen rühren davon her, dass das Eisen des Kieses (Schwefelkies = FeS_2) ursprünglich als Fe_2O_3 berechnet war. Bei den Analysen von Gericke (XIV bis XVII) erklären sich die Differenzen dadurch, dass ein Theil des Fe_2O_3 als FeO im Carbonat erscheint.

Der Vergleich der berechneten und in vorstehender Tabelle aufgeführten Durchschnittsgehalte der Culmthonschiefer und schwarzen Gangthonschiefer ist höchst interessant.

	Durchschnittliche Zusammensetzung der		Differenz
	Culmthonschiefer	schwarzen Gangthonschiefer	
SiO_2	56,59	59,31	+ 2,72
Al_2O_3	23,14	23,72	+ 0,58
Fe_2O_3	0,61	1,13	+ 0,52
FeO	4,87	1,06	— 3,81
MgO	1,80	1,11	— 0,69
CaO	0,35	0,36	+ 0,01
K_2O	3,05	3,91	+ 0,86
Na_2O	0,75	0,80	+ 0,05
H_2O	4,01	4,60	+ 0,59
Butil	0,38	0,23	— 0,15
Kohle	0,64	0,95	+ 0,31
Schwefelkies . . .	0,67	0,85	+ 0,18
Apatit	0,14	—	— 0,14
Carbonat	2,56	2,02	— 0,54

Bei der Entstehung der schwarzen Gangthonschiefer ist, wie aus Vorstehendem ersichtlich, nicht allein der Eisenoxydulgehalt der Culmthonschiefer vermindert, sondern auch der Magnesiagehalt. — Der Gehalt aller anderen Silicatbestandtheile ist entsprechend gestiegen.

Auf die geringen Schwankungen der keine Kieselsäure enthaltenden Mineralien (Rutil, Kohle etc.), ist wohl nur geringer Werth zu legen.

Bemerkenswerth ist es aber, dass der Carbonatgehalt sich so wenig verändert hat. — Die geringe Abnahme von ca. $1/2$ pCt. scheint wenig wesentlich, wenn man die Beweglichkeit dieser Mineralien — wenn der Ausdruck erlaubt ist — berücksichtigt. In den bunten Gangthonschiefern, unter deren Silicatbestandtheilen sich weder FeO noch MgO und CaO befinden, ist der Kieselsäuregehalt sehr bedeutend gestiegen; der Gehalt an allen anderen Bestandtheilen ist entsprechend gesunken.

Aus dem Angeführten ergiebt sich mit Bestimmtheit, dass nicht allein die bunten, sondern auch die schwarzen Oberharzer Gangthonschiefer sowohl mechanisch, als auch chemisch veränderte Culmthonschiefer sind. Das Wesentliche dieser chemischen Veränderung besteht in einer mehr oder weniger fortgeschrittenen Entfernung resp. Auslaugung des Eisenoxyduls und der Magnesia aus den normalen Thonschiefern.

Es enthalten im Durchschnitt die

	Culmthonschiefer	schwarzen	und bunten
		Gangthonschiefer	
FeO	4,87 pCt.	1,06 pCt.	0 pCt.
MgO	1,80 »	1,11 »	0 »

Es wird nun die Frage aufzuwerfen sein, welcher Mineralbestandtheil der Culmthonschiefer bei der Umwandlung in Gangthonschiefer verändert oder entfernt wurde.

Das Mikroskop zeigt, in Uebereinstimmung mit anderen Thonschieferuntersuchungen, dass Quarz, ein sericitischer Glimmer und ein chloritisches Mineral die Hauptbestandtheile der Culmthonschiefer und der devonischen Thonschiefer des Oberharzes sind.

In kleinen Mengen gesellen sich kohlige Substanzen, Carbonate und Thonschiefernädelchen dazu.

Kies (Schwefelkies) und Apatit, deren Gegenwart durch einen Schwefel- und Phosphorsäuregehalt bei der Analyse angezeigt wird,

konnten in den Dünnschliffen nicht bemerkt werden, wahrscheinlich, weil sie in zu winzig kleinen Kryställchen, oder Körnchen zwischen den, durch kohlige Bestandtheile und unbestimmte staubige Interpositionen stark getrübten Hauptbestandtheile versteckt liegen. — Hervorzuheben ist es, dass nur in einem einzigen Schliff — und zwar in dem eines Culmthonschiefers vom Ottiliaeschacht — ein durch feine Zwillingsstreifung deutlich erkennbares Feldspathkörnchen zu entdecken war; — sonst konnten Anzeichen von Feldspath in den Thonschiefern nirgends aufgefunden werden. Auch war es nicht möglich, Beweise für das Vorhandensein einer amorphen Basis in den Thonschiefern beizubringen. — Die scheinbar isotropen Partieen müssen vielmehr als sehr feine und dünne Glimmerlamellen in derselben Weise gedeutet werden, wie es von Rosenbusch und anderen geschehen ist. — Vergleiche Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1881, Bd. I, Ref. S. 400.

In einigen Schliffen waren wenige, sehr kleine, bunt polarisirende, gerade auslöschende, an beiden Seiten zugespitzte, nadelförmige Kryställchen zu bemerken. Eine Bestimmung derselben war mir nicht möglich. Jedenfalls spielen sie eine ganz untergeordnete Rolle.

Der Quarz der Thonschiefer erscheint in sehr kleinen, meist klaren, mehr oder weniger lebhaft polarisirenden, gewöhnlich eckigen Körnchen, welche von einem filzigen, aus Sericit- und Chlorit-Fäserchen und -Blättchen bestehenden Gewebe umgeben werden.

In Schliffen, welche senkrecht gegen die Schichtung hergestellt sind (Querschliffe), lässt sich eine Art Flaserstructur wahrnehmen.

Der sericitische Glimmer, den wir im Folgenden stets kurz als Sericit bezeichnen wollen, hat das bekannte, schon vielfach beschriebene Aussehen.

Die kleinen Fäserchen löschen alle parallel ihrer Längsaxe aus. In den Querschliffen liegen sie im grossen Ganzen parallel, so dass beim Drehen der Präparate zwischen gekreuzten Nicols

um 360°, in vier senkrecht zu einander gerichteten Stellungen grösste Helligkeit herrscht.

Auch bei den parallel der Schichtung hergestellten Schliffen (Längsschliffen) wird oft eine ähnliche Erscheinung wahrgenommen, welche auf eine Streckung der Thonschieferbestandtheile schliessen lässt.

Der chloritische Bestandtheil, auch in winzigen Fäserchen und Blättchen erscheinend, ist am besten bei sehr starker Vergrösserung und Anwendung nur eines Nicols durch seine grünlichen bis bräunlichen Farbentöne und mehr oder minder stark hervortretenden Pleochroismus zu erkennen.

Er tritt der Menge nach gegen den Sericit sehr zurück; bei flüchtiger Beobachtung wird er leicht übersehen.

Recht selten sind grössere, reinere Partieen von durchschnittlich nur 0,04 Millimeter Durchmesser, welche zwischen gekreuzten Nicols die bekannte dunkelblaue Polarisationsfarbe des Chlorits und eine schuppig-faserige Aggregation erkennen lassen.

In seiner gewöhnlichen Erscheinungsweise, als einzelne Fäserchen und Blättchen, lässt sich der Chlorit von dem mit ihm gemengten Sericit zwischen gekreuzten Nicols gar nicht unterscheiden.

Die kohligen Bestandtheile, welche hauptsächlich in den Culmthonschiefern vertreten sind, zeigen sich in Form schwarzer, manchmal an den Kanten etwas bräunlich durchscheinender, sehr verschieden gestalteter, eckiger Stückchen und Splitter, oder auch als bräunlicher, das Gestein ziemlich gleichmässig trübender Staub. — Letzterer mag, besonders bei den am Tage geschlagenen devonischen Thonschiefern, auch zum Theil aus kleinen Mengen von Ferrit (Eisenhydroxyd?) bestehen.

Die Carbonate sind leicht an ihrer opaken, zwischen gekreuzten Nicols meist bunt schillernden Beschaffenheit zu erkennen.

In den devonischen Schiefern, welche Carbonate am reichlichsten enthalten (siehe oben), finden sie sich ausser in unregelmässig gestalteten Körnchen, auch in deutlichen rhomboëdrischen Formen.

Die Thonschiefernädelchen, welche in bekannter Weise auftreten, sind meist sehr klein und lassen sich deswegen nicht immer ganz leicht auffinden.

Von den schwarzen Gangthonschiefern lassen sich wegen ihrer milden zerbrechlichen Beschaffenheit nur sehr schwer Dünnschliffe herstellen. Am leichtesten gelingt es durch Schaben mit einem Messer Präparate zur mikroskopischen Untersuchung anzufertigen. — Letztere zeigt, dass die Mineralbestandtheile wesentlich dieselben sind, wie die der Thonschiefer.

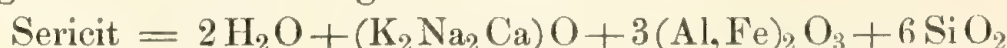
Reichlich ausgeschiedene kohlige Bestandtheile erschweren aber das Erkennen sehr.

Quarz und Sericit sind immer deutlich zu beobachten. — Der chloritische Bestandtheil ist sehr schwer mit Sicherheit nachzuweisen.

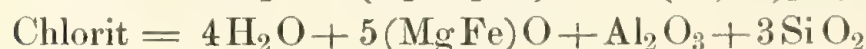
Die bunten Gangthonschiefer bestehen aus Quarz, Sericit, Thonschiefernädelchen und viel Eisenglimmer, (Göthit?) welcher sich in Form lappiger, schön roth durchscheinender Blättchen ausgeschieden findet. — Ein chloritischer Bestandtheil ist nicht zu entdecken.

Die Resultate der mikroskopischen Untersuchung berechtigen nun, die Silicatbestandtheile der normalen Thonschiefer und schwarzen Gangthonschiefer auf ein Gemenge von Quarz, Sericit (Kaliglimmer) und Chlorit, die der bunten Gangthonschiefer auf ein Gemenge von Quarz und Sericit zu berechnen.

Legt man der Rechnung die Formeln:



$$\text{Sericit} = 2\,H_2O + (K_2Na_2Ca)O + 3\,(Al,Fe)_2O_3 + 6\,SiO_2$$



$$\text{Chlorit} = 4\,H_2O + 5\,(MgFe)O + Al_2O_3 + 3\,SiO_2$$

zu Grunde, so erhält man folgende Resultate:

No.	Sericit	Chlorit	Quarz	Rutil	Kohle	Schwefelkies	Apatit	Carbonate	Eisenglimmer	Differenzen Al_2O_3	Differenzen Fe_2O_3	Differenzen H_2O	Differenzen Summa	Summa
Thonschiefer.														
I.	34,38	15,44	34,73	0,37	0,89	0,95	—	2,67	—	+ 8,27	—	+ 1,45	+ 9,72	99,15
II.	33,81	15,70	37,47	0,47	0,31	0,73	0,44	2,41	—	+ 7,31	—	+ 0,63	+ 7,94	99,28
III.	52,23	12,75	30,60	0,32	0,74	0,31	—	2,62	—	+ 1,12	—	— 0,38	+ 0,74	100,31
XI.	52,79	13,51	30,72	1,00	—	—	—	—	—	+ 0,44	—	+ 0,94	+ 1,38	99,40
XII.	29,53	23,37	39,50	0,65	—	—	0,11	8,04	—	— 0,82	(CaO = + 0,16)	— 0,20	— 0,86	100,34
XIII.	33,42	17,93	38,81	1,00	—	0,30	0,23	10,31	—	— 1,87	—	— 0,21	— 2,08	99,92
Durchschnitt	39,24	16,54	35,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Schwarze Gangthonschiefer.														
IV.	59,58	3,43	30,85	0,30	1,27	1,29	—	3,76	—	— 0,47	—	+ 0,79	+ 0,32	100,84
V.	47,50	6,55	36,01	0,24	1,05	1,93	—	1,86	—	+ 2,65	—	+ 2,12	+ 4,77	99,91
VI.	50,75	7,41	34,72	—	0,58	—	—	1,55	—	+ 2,83	—	+ 1,98	+ 4,81	99,82
VII.	54,34	7,78	29,40	—	0,84	0,80	—	—	—	+ 4,17	—	+ 2,16	+ 6,33	99,49
VIII.	52,43	3,04	35,43	0,20	1,10	—	—	2,86	—	+ 4,26	—	+ 1,86	+ 6,12	101,18
IX.	26,11	2,90	48,57	0,68	0,86	1,12	—	2,13	—	+ 15,15	—	+ 1,90	+ 17,05	99,42
X.	44,05	2,44	25,81	nicht bestimmt			—	1,72	—	+ 21,55	—	$\left(\begin{smallmatrix}+0,45\\=CO_2\end{smallmatrix}\right)$ + 2,22	+ 24,22	98,29
Durchschnitt	47,45	4,37	34,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

No.	Sericit	Chlorit	Quarz	Rutil	Kohle	Schwefelkies	Apatit	Carbonate	Eisenglimmer	Differenzen Al_2O_3	Differenzen Fe_2O_3	Differenzen H_2O	Differenzen Summa	Summa
Bunte Gangthonschiefer.														
XIV.	48,92	—	48,13	—	—	—	—	1,25	0,15	+ 1,64	—	+ 0,28	+ 1,92	100,37
XV.	51,00	—	47,19	—	—	—	—	1,24	1,05	+ 0,24	—	+ 0,05	+ 0,29	100,77
XVI.	26,58	—	72,44	—	—	—	—	2,15	0,08	— 0,33	—	— 0,23	— 0,56	100,69
XVII.	13,08	—	85,23	—	—	—	—	1,77	0,49	— 0,21	—	— 0,19	— 0,40	100,17
Durchschnitt	34,89	—	63,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

No. I. Ottiliaeschacht.
» II. Ernst August-Stolln.
» III. Neuer Schacht.
» XI. Widerwage.
» XII. Lindthaler Windhaus.
» XIII. Frankenberg.

No. IV. Wilhelm.
» V. Bergwerkswohlf. 10. Firste.
» VI. Juliane Sophie.
» VII. Lautenthal.
» VIII. Rosenhof.
» IX. } Bergwerkswohlf.
» X. }

Wie zu erwarten war, stellt sich heraus, dass die Umwandlung der Thonschiefer zu Gangthonschiefern — abgesehen von mechanischen Einwirkungen — auf einer Verminderung des chloritischen Bestandtheils beruht, dessen Menge, nach obiger Berechnung, in den Thonschiefern durchschnittlich 16,54 pCt. beträgt, in den schwarzen Gangthonschiefern sich schon auf 4,37 pCt. vermindert hat und in den bunten Gangthonschiefern = 0 geworden ist.

Bei nahezu gleichem Quarzgehalt der Thonschiefer und schwarzen Gangthonschiefer (resp. 35,30 und 34,40 pCt.) hat sich der im Thonschiefer 39,24 pCt. betragende Sericitgehalt im schwarzen Gangthonschiefer auf 47,45 pCt. erhöht.

Die Bildung der bunten Gangthonschiefer scheint mit einer bedeutenden Kieselsäurezufuhr verbunden gewesen zu sein, da sich der Quarzgehalt auf 63,24 pCt. erhöht hat und der Sericitgehalt auf 34,89 pCt. gesunken ist.

Bei der Annahme, dass in den analysirten Gesteinen ein Sericit und ein Chlorit enthalten ist, deren Zusammensetzung genau den obigen Formeln entspricht, stellt sich, wie aus der Tabelle ersichtlich, bei der Rechnung meist ein Ueberschuss von Thonerde und Wasser heraus.

Nur bei den Gesteinen XII, XIII, IV, XVI und XVII fehlt es an Thonerde und Wasser; die Differenz ist dabei aber sehr gering, und überschreitet nur bei XIII 1 pCt.

Der Ueberschuss an Thonerde und Wasser schwankt auch bei den meisten anderen Gesteinen nur in mässigen Grenzen, erreicht aber bei I, II, IX und X resp. 9,72 — 7,94 — 17,05 und 24,22 pCt.

Ueberschüsse von so beträchtlicher Höhe dürfen nicht unberücksichtigt bleiben. Sie lassen sich in sehr verschiedener Weise erklären.

Es kann angenommen werden, dass in den Gesteinen neben Sericit und Chlorit von normaler Zusammensetzung ein wasserhaltiges Thonerdesilicat von kaolinartiger Zusammensetzung enthalten ist. Berechnet man die Molekularverhältnisse der als Ueberschuss erscheinenden Thonerde- und Wassermengen, so er-

weisen sich diese nicht constant, ein Umstand der wenig geeignet ist, der obigen Annahme das Wort zu reden. Die Erfahrung, dass in Schiefergesteinen häufig Chloritoid enthalten ist, fordert dazu auf, die Silicatbestandtheile der Thonschiefer und schwarzen Gangthonschiefer, welche bei der vorigen Rechnung einen Ueberschuss an Thonerde und Wasser ergaben, auf ein Gemenge dieses Minerals ($= H_2O + (FeMg)O + Al_2O_3 + SiO_2$) mit Sericit zu berechnen.

Es ergiebt sich bei dieser Rechnung Folgendes:

Es enthalten an:

No.	Sericit	Chloritoid	Quarz	Differenzen Al_2O_3	Differenzen H_2O	Differenzen Summa
			Thonschiefer.			
I.	34,38	29,04	31,78	— 1,94	+ 1,01	— 0,93
II.	33,81	28,77	34,61	— 2,47	+ 0,20	— 2,27
III.	52,23	23,27	28,30	— 6,76	— 0,72	— 7,48
XI.	52,79	25,13	28,18	— 8,26	+ 0,56	+ 7,70
			Schwarze Gangthonschiefer.			
V.	47,50	12,37	34,74	— 1,72	+ 1,92	+ 0,21
VI.	50,75	14,06	33,27	— 2,15	+ 1,76	— 0,39
VII.	54,34	14,52	27,93	— 0,88	+ 1,94	+ 1,06
VIII.	52,43	5,87	34,81	+ 2,14	+ 1,77	+ 3,91
IX.	26,11	5,72	47,96	+ 13,04	+ 1,81	+ 14,85
X.	44,05	4,61	25,38	+ 19,93	+ 2,15	+ 22.08

Der Ueberschuss an Thonerde hat sich bei dieser Rechnung (die Gesteine VIII, IX und X ausgenommen) in ein Deficit verwandelt, woraus geschlossen werden kann, dass die Gesteine I, II, III, XI, V, VI und VII neben Sericit und Quarz — den nie fehlenden Bestandtheilen, — ein Gemenge von Chlorit und Chloritoid und die Gesteine VIII, IX und X ausser Chlorit resp. Chloritoid noch ein kaolinartiges Mineral enthalten.

Von den bei der letzten Rechnung nicht berücksichtigten Gesteinen XII, XIII und IV ist anzunehmen, dass ihre Hauptbestandtheile Quarz, Chlorit und Sericit sind.

Die bunten Gangthonschiefer XIV, XV, XVI und XVII enthalten unzweifelhaft nur Sericit und Quarz. Benutzt man diese Resultate zu einer detaillirten Berechnung sämmtlicher Analysen, so ergiebt sich:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
I. Culmthonschiefer aus dem Ottiliaeschacht.																	
Sericit . . .	15,58	12,93	0,66	—	—	—	0,30	2,92	0,44	1,55	—	—	—	—	—	—	34,38
Chlorit . . .	0,85	0,48	—	0,20	—	0,83	—	—	—	0,34	—	—	—	—	—	—	2,70
Chloritoid .	5,96	10,23	—	4,02	—	1,75	—	—	—	1,78	—	—	—	—	—	—	23,74
Quarz	32,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32,35
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—	0,37
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,89	—	—	—	—	—	0,89
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,51	0,44	—	—	0,95
Carbonat . .	—	—	—	1,16	—	—	0,45	—	—	—	—	—	—	—	—	1,06	2,47
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,10	—	—	—	—	—	—	+ 1,10
Summa	54,74	23,64	0,66	5,38	—	2,58	0,75	2,92	0,44	4,77	0,89	0,37	0,51	0,44	—	1,06	99,15
II. Culmthonschiefer aus dem Ernst August-Stolln.																	
Sericit . . .	15,30	12,53	0,90	—	—	—	0,31	2,74	0,50	1,53	—	—	—	—	—	—	33,81
Chlorit . . .	1,08	0,62	—	0,14	—	1,12	—	—	—	0,43	—	—	—	—	—	—	3,39
Chloritoid .	5,33	9,13	—	5,50	—	0,51	—	—	—	1,60	—	—	—	—	—	—	22,07
Quarz	35,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35,34
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,47	—	—	—	—	0,47
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,31	—	—	—	—	—	0,31
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,39	0,34	—	—	0,73
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,25	—	—	—	—	—	—	—	0,19	—	0,44
Carbonat . .	—	—	—	—	—	0,96	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—	1,23	2,41
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,31	—	—	—	—	—	—	+ 0,31
Summa	57,05	22,28	0,90	5,64	—	2,59	0,78	2,74	0,50	3,87	0,31	0,47	0,39	0,34	0,19	1,23	99,28

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
III. Culmthonschiefer aus dem Neuen Schacht bei Clausthal.																	
Sericit . . .	23,94	20,33	0,29	—	—	—	0,46	3,50	1,32	2,39	—	—	—	—	—	—	52,23
Chlorit . . .	2,95	1,69	—	4,13	—	1,00	—	—	—	1,18	—	—	—	—	—	—	10,95
Chloritoid .	0,82	1,40	—	0,62	—	0,20	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—	3,28
Quarz	30,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,28
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32	—	—	—	—	0,32
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,74	—	—	—	—	—	0,74
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,14	—	—	0,31
Carbonat . .	—	—	—	0,31	—	—	1,19	—	—	—	—	—	—	—	—	1,12	2,62
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	−0,42	—	—	—	—	—	—	−0,42
Summa	57,99	23,42	0,29	5,06	—	1,20	1,65	3,50	1,32	3,39	0,74	0,32	0,17	0,14	—	1,12	100,31
XI. Devonischer Thonschiefer von der Widerwage (Hutthal).																	
Sericit . . .	24,08	18,69	3,02	—	—	—	0,60	1,50	2,50	2,40	—	—	—	—	—	—	52,79
Chlorit . . .	3,80	2,17	—	4,02	—	2,00	—	—	—	1,52	—	—	—	—	—	—	13,51
Quarz	30,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,72
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00	—	—	—	—	1,00
Differenz . .	—	+0,44	—	—	—	—	—	—	—	+0,94	—	—	—	—	—	—	+1,38
Summa	58,60	21,30	3,02	4,02	—	2,00	0,60	1,50	2,50	4,86	—	1,00	—	—	—	—	99,40

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
XII. Devonischer Schiefer (Cypridinenschiefer) vom Lindthaler Weghaus.																	
Sericit . . .	13,39	10,96	0,68	—	—	—	0,27	2,60	0,30	1,33	—	—	—	—	—	—	29,53
Chlorit . . .	6,61	3,77	—	6,35	0,40	3,60	—	—	—	2,64	—	—	—	—	—	—	23,37
Quarz . . .	39,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	39,50
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,65	—	—	—	—	0,65
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	0,11
Carbonat . .	—	—	—	—	—	—	4,51	—	—	—	—	—	—	—	—	3,53	8,04
Differenz . .	—	—0,82	—	—	—	—	+0,16	—	—	—0,20	—	—	—	—	—	—	— 0,86
Summa	59,50	13,91	0,68	6,35	0,40	3,60	5,00	2,60	0,30	3,77	—	0,65	—	—	0,05	3,53	100,34
XIII. Devonischer Schiefer (Goslarer Schiefer) vom Frankenberge.																	
Sericit . . .	15,30	12,44	0,90	—	—	—	—	1,77	1,48	1,53	—	—	—	—	—	—	33,42
Chlorit . . .	5,24	2,99	—	3,96	0,05	3,60	—	—	—	2,09	—	—	—	—	—	—	17,93
Quarz . . .	38,81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38,81
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00	—	—	—	—	1,00
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,16	0,14	—	—	0,30
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	0,23
Carbonat . .	—	—	—	0,79	—	—	5,07	—	—	—	—	—	—	—	—	4,45	10,31
Differenz . .	—	—1,87	—	—	—	—	—	—	—	—0,21	—	—	—	—	—	—	— 2,08
Summa	59,35	13,56	0,90	4,75	0,05	3,60	5,20	1,77	1,48	3,41	—	1,00	0,16	0,14	0,10	4,45	99,92

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
IV. Gangthonschiefer von der Grube Herzog Georg Wilhelm.																	
Sericit . . .	27,03	22,56	0,93	—	—	—	0,40	5,08	0,88	2,70	—	—	—	—	—	—	59,58
Chlorit . . .	1,03	0,59	—	0,56	—	0,84	—	—	—	0,41	—	—	—	—	—	—	3,43
Quarz . . .	30,85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,85
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	—	—	—	—	0,30
Kohle . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,27	—	—	—	—	—	1,27
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,69	0,60	—	—	1,29
Carbonat . .	—	—	—	1,37	—	—	0,87	—	—	—	—	—	—	—	—	1,52	3,76
Differenz . .	—	—0,47	—	—	—	—	—	—	—	+0,79	—	—	—	—	—	—	—
Summa	58,91	22,68	0,93	1,93	—	0,84	1,27	5,08	0,88	3,90	1,27	0,30	0,69	0,60	—	1,52	100,80
V. Gangthonschiefer von der Grube Bergwerkswohlfahrt. 10te Firste.																	
Sericit . . .	21,70	18,51	0,15	—	—	—	0,33	3,69	0,96	2,17	—	—	—	—	—	—	47,50
Chlorit . . .	0,75	0,43	—	0,07	—	0,80	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	2,35
Chloritoid .	1,92	3,30	—	1,42	—	0,50	—	—	—	0,57	—	—	—	—	—	—	7,71
Quarz . . .	35,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35,25
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	0,24
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,05	—	—	—	—	—	1,05
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,03	0,90	—	—	1,93
Carbonat . .	—	—	—	0,61	—	—	0,49	—	—	—	—	—	—	—	—	0,76	1,86
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+2,01	—	—	—	—	—	—	+ 2,01
Summa	59,62	22,24	0,15	2,10	—	1,30	0,82	3,69	0,96	5,05	1,05	0,24	1,03	0,90	—	0,76	99,90

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
VI. Gangthonschiefer von der Grube Juliane Sophie.																	
Sericit . . .	22,71	17,79	2,60	—	—	—	0,30	4,36	0,72	2,27	—	—	—	—	—	—	50,75
Chlorit . . .	0,94	0,54	—	0,32	—	0,88	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—	—	3,05
Chloritoid .	2,05	3,53	—	1,24	—	0,68	—	—	—	0,61	—	—	—	—	—	—	8,11
Quarz	33,91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,91
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,58	—	—	—	—	—	0,58
Carbonat . .	—	—	—	—	—	—	0,87	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68	1,55
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,87	—	—	—	—	—	—	+ 1,87
Summa	59,61	21,86	2,60	1,56	Spur	1,56	1,17	4,36	0,72	5,12	0,58	—	Spur	—	—	0,68	99,82
VII. Gangthonschiefer (Gangletten) von Lautenthal.																	
Sericit . . .	24,87	21,17	0,22	—	—	—	0,76	4,08	0,76	2,48	—	—	—	—	—	—	54,75
Chlorit . . .	0,38	0,22	—	0,38	—	0,21	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	1,34
Chloritoid .	3,03	5,21	—	1,80	—	1,04	—	—	—	0,91	—	—	—	—	—	—	11,99
Quarz	28,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,20
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,84	—	—	—	—	—	0,84
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,43	0,37	—	—	0,80
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,98	—	—	—	—	—	—	+ 1,98
Summa	56,48	26,60	0,22	2,18	Spur	1,25	0,76	4,08	0,76	5,52	0,84	—	0,43	0,37	—	—	99,49

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
VIII. Gangthonschiefer von der Grube Neuer Thurm Rosenhof.																	
Sericit . . .	23,54	18,54	2,55	—	—	—	0,14	4,11	1,20	2,35	—	—	—	—	—	—	52,43
Chlorit . . .	0,92	0,53	—	0,41	—	0,81	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—	—	3,04
Quarz	30,46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,46
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	0,20
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,10	—	—	—	—	—	1,10
Carbonat . .	—	—	—	—	—	—	1,60	—	—	—	—	—	—	—	—	1,26	2,86
Kaolin . . .	4,97	4,26	—	—	—	—	—	—	—	1,49	—	—	—	—	—	—	10,72
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,37	—	—	—	—	—	—	+ 0,37
Summa	59,89	23,33	2,55	0,41	Spur	0,81	1,74	4,11	1,20	4,58	1,10	0,20	Spur	—	—	Spur	101,18
IX. Gangthonschiefer von der Grube Bergwerkswohlfahrt.																	
Sericit . . .	11,88	9,95	0,35	—	—	—	0,27	2,18	0,30	1,18	—	—	—	—	—	—	26,11
Chlorit . . .	0,92	0,52	—	0,17	—	0,93	—	—	—	0,36	—	—	—	—	—	—	2,90
Quarz	30,93	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,93
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68	—	—	—	—	0,68
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,86	—	—	—	—	—	0,86
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60	0,52	—	—	1,12
Carbonat . .	—	—	—	0,49	—	0,24	0,47	—	—	—	—	—	—	—	—	0,93	2,13
Kaolin . . .	17,64	15,15	—	—	—	—	—	—	—	5,30	—	—	—	—	—	—	38,09
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—3,40	—	—	—	—	—	—	— 3,04
Summa	61,37	25,62	0,35	0,66	—	1,17	0,74	2,18	0,30	3,44	0,86	0,68	0,60	0,52	—	0,93	99,42

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
X. Gangthonschiefer Bergwerkswohlfahrt.																	
Sericit	19,76	16,02	1,41	—	—	—	0,18	4,40	0,31	1,97	—	—	—	—	—	—	44,05
Chlorit	0,70	0,40	—	0,62	—	0,44	—	—	—	0,28	—	—	—	—	—	—	2,44
Quarz	0,76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,76
Carbonat . .	—	—	—	—	—	0,18	0,76	—	—	—	—	—	—	—	—	0,78	1,72
Kaolin	25,10	21,55	—	—	—	—	—	—	—	7,54	—	—	—	—	—	—	54,19
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—5,32	—	—	—	—	—	+0,45	— 4,87
Summa	46,32	37,97	1,41	0,62	—	0,62	0,94	4,40	0,31	4,47	[. . . . nicht bestimmt . . . .]					1,23	98,29
XIV. Bunter Gangthonschiefer von der Grube Königin Charlotte.																	
Sericit	22,17	18,99	—	—	—	—	—	5,06	0,49	2,21	—	—	—	—	—	—	48,92
Quarz	48,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	48,13
Carbonat . .	—	—	—	0,28	—	0,22	0,19	—	—	—	—	—	—	—	—	0,56	1,25
Eisenglimmer	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15
Differenz . . .	—	+1,64	—	—	—	—	—	—	—	+0,28	—	—	—	—	—	—	+ 1,92
Summa	70,30	20,63	0,15	0,28	—	0,22	0,19	5,06	0,49	2,49	—	—	—	—	—	0,56	100,37

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
XV. Bunter Gangthonschiefer von der Grube Hülfe Gottes.																	
Sericit	23,25	19,92	—	—	—	—	—	4,37	1,14	2,32	—	—	—	—	—	—	51,00
Quarz	47,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	47,19
Carbonat . .	—	—	—	0,36	—	0,28	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	0,56	1,24
Eisenglimmer	—	—	1,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,05
Differenz . .	—	+0,24	—	—	—	—	—	—	—	+0,05	—	—	—	—	—	—	+ 0,29
Summa	70,44	20,16	1,05	0,36	—	0,28	0,04	4,37	1,14	2,37	—	—	—	—	—	0,56	100,77
XVI. Bunter Gangthonschiefer von der Grube Hülfe Gottes.																	
Sericit	12,13	10,39	—	—	—	—	—	2,21	0,64	1,21	—	—	—	—	—	—	26,58
Quarz	72,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	72,44
Carbonat . .	—	—	—	0,58	—	0,31	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	0,94	2,15
Eisenglimmer	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08
Differenz . . .	—	—0,33	—	—	—	—	—	—	—	—0,23	—	—	—	—	—	—	— 0,56
Summa	84,57	10,06	0,08	0,58	—	0,31	0,28	2,21	0,64	0,98	—	—	—	—	—	0,94	100,69
XVII. Bunter Gangthonschiefer von der Grube Hülfe Gottes.																	
Sericit	5,97	5,11	—	—	—	—	—	1,10	0,31	0,59	—	—	—	—	—	—	13,08
Quarz	85,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85,23
Carbonat . .	—	—	—	0,57	—	0,07	0,39	—	—	—	—	—	—	—	—	0,74	1,77
Eisenglimmer	—	—	0,49	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,49
Differenz . . .	—	—0,21	—	—	—	—	—	—	—	—0,19	—	—	—	—	—	—	— 0,40
Summa	91,20	4,90	0,49	0,57	—	0,07	0,39	1,10	0,31	0,40	—	—	—	—	—	0,74	100,17

	Culmthonschiefer.			Devonische Schiefer.			Schwarze Gangthonschiefer.							Bunte Gangthonschiefer.				Procentische Zusammensetzung des
	I.	II.	III.	XI.	XII.	XIII.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	
SiO_2	45,32	45,25	45,84	45,61	45,34	45,79	45,37	45,68	44,75	45,77	44,90	45,50	44,86	45,32	45,59	45,64	45,64	Sericits.
Al_2O_3	37,61	37,06	38,92	35,40	37,12	37,23	37,86	38,96	35,06	38,96	35,36	38,11	36,37	38,82	39,06	39,09	39,07	
Fe_2O_3	1,92	2,66	0,56	5,72	2,30	2,70	1,56	0,31	5,12	0,40	4,86	1,34	3,20	—	—	—	—	
CaO	0,87	0,92	0,88	1,14	0,92	—	0,67	0,69	0,59	1,40	0,27	1,03	0,41	—	—	—	—	
K_2O	8,49	8,10	6,70	2,84	8,81	5,30	8,53	7,77	8,59	7,51	7,84	8,35	9,99	10,34	8,57	8,31	8,41	
Na_2O	1,28	1,48	2,53	4,74	1,01	4,43	1,48	2,02	1,42	1,40	2,29	1,15	0,70	1,00	2,23	2,41	2,37	
H_2O	4,51	4,53	4,57	4,55	4,50	4,55	4,53	4,57	4,47	4,56	4,48	4,52	4,47	4,52	4,55	4,55	4,51	
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
SiO_2	31,48	31,86	26,94	28,13	28,28	29,22	30,03	31,91	30,82	28,36	30,26	31,72	28,69	—	—	—	—	Chlorits.
Al_2O_3	17,78	18,29	15,43	16,06	16,13	16,67	17,20	18,30	17,71	16,42	17,43	17,93	16,39	—	—	—	—	
FeO	7,41	4,13	37,72	29,76	27,17	22,09	16,33	2,98	10,49	28,36	13,49	5,86	25,41	—	—	—	—	
MnO	—	—	—	—	1,71	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	30,74	33,04	9,13	14,80	15,41	20,08	24,49	34,04	28,85	15,67	26,65	32,07	18,03	—	—	—	—	
H_2O	12,59	12,68	10,78	11,25	11,30	11,66	11,95	12,77	12,13	11,19	12,17	12,42	11,48	—	—	—	—	
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100.00	100.00	100,00	100.00	100.00	100,00	—	—	—	—	
SiO_2	25,11	24,15	25,00	—	—	—	—	24,90	25,80	25,27	—	—	—	—	—	—	—	Chloritoids.
Al_2O_3	43,09	41,37	42,68	—	—	—	—	42,80	43,52	43,45	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	16,93	24,92	18,90	—	—	—	—	18,42	15,30	15,01	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	7,37	2,31	6,10	—	—	—	—	6,49	8,38	8,68	—	—	—	—	—	—	—	
H_2O	7,50	7,25	7,32	—	—	—	—	7,39	7,52	7,59	—	—	—	—	—	—	—	
	100,00	100,00	100,00	—	—	—	—	100,00	100,00	100,00	—	—	—	—	—	—	—	

So vortrefflich diese Berechnungen mit den analytischen Resultaten im grossen Ganzen auch übereinstimmen, so darf man sich doch nicht verhehlen, dass ihnen manches Willkürliche anhängt. Es zeigt sich das z. B. darin, dass man anstatt eines Gemenges von Chlorit und Chloritoid ein chloritisches Mineral von mittlerem Thonerdegehalt z. B. Delessit, in manchen Fällen, mit ebenso gutem Erfolge hätte in Rechnung setzen können, ferner darin, dass, wie die folgenden Tabellen zeigen, in den, einen Thonerdeüberschuss ergebenden Thonschiefern und schwarzen Gangthonschiefern neben Chlorit auch Kaliglimmer mit einem kleinen Gehalt an Eisenoxydul und Magnesia angenommen werden kann.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
I. Culmthonschiefer aus dem Ottiliaeschacht.																	
Sericit . . .	25,77	21,66	0,66	1,01	—	0,56	0,30	2,92	0,44	2,57	—	—	—	—	—	—	55,89
Chlorit . . .	3,41	1,98	—	3,21	—	2,02	—	—	—	1,36	—	—	—	—	—	—	11,98
Quarz . . .	25,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25,56
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—	0,37
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,89	—	—	—	—	—	0,89
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,51	0,44	—	—	0,95
Carbonat . .	—	—	—	1,16	—	—	0,45	—	—	—	—	—	—	—	—	1,06	2.67
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,84	—	—	—	—	—	—	+ 0,84
Summa	54,74	23,64	0,66	5,38	—	2,58	0,75	2,92	0,44	4,77	0,89	0,37	0,51	0,44	—	1,06	99,15
II. Culmthonschiefer aus dem Ernst August-Stolln.																	
Sericit . . .	24,40	20,33	0,90	0,91	—	0,50	0,31	2,74	0,50	2,44	—	—	—	—	—	—	53,03
Chlorit . . .	3,37	1,95	—	4,73	—	1,13	—	—	—	1,34	—	—	—	—	—	—	12,52
Quarz	29,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29,28
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,47	—	—	—	—	0,47
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,31	—	—	—	—	—	0,31
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,39	0,34	—	—	0,73
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,25	—	—	—	—	—	—	—	0,19	—	0,44
Carbonat . .	—	—	—	—	—	0,96	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—	1,23	2,41
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,09	—	—	—	—	—	—	+ 0,09
Summa	57,05	22,28	0,90	5,64	—	2,59	0,78	2,74	0.50	3,87	0,31	0,47	0,39	0,34	0,19	1,23	99,28

III. Culmthonschiefer aus dem Neuen Schacht bei Clausthal.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
Sericit . . .	25,34	21,53	0,29	0,28	—	—	0,46	3,50	1,32	2,53	—	—	—	—	—	—	55,25
Chlorit . . .	3,31	1,89	—	4,47	—	1,20	—	—	—	1,32	—	—	—	—	—	—	12,19
Quarz . . .	29,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29,34
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,32	—	—	—	—	0,32
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,74	—	—	—	—	—	0,74
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,14	—	—	0,31
Carbonat . .	—	—	—	0,31	—	—	1,19	—	—	—	—	—	—	—	—	1,12	2,62
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—0,46	—	—	—	—	—	—	— 0,46
Summa	57,99	23,42	0,29	5,06	—	1,20	1,65	3,50	1,32	3,39	0,74	0,32	0,17	0,14	—	1,12	100,31

V. Gangthonschiefer von der Grube Bergwerkswohlfahrt. 10. Firste.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
Sericit . . .	24,98	21,33	0,15	0,32	—	0,18	0,33	3,69	0,96	2,49	—	—	—	—	—	—	54,43
Chlorit . .	1,58	0,91	—	1,17	—	1,12	—	—	—	0,63	—	—	—	—	—	—	5,41
Quarz . . .	33,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,06
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	0,24
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,05	—	—	—	—	—	1,05
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,03	0,90	—	—	1,93
Carbonat . .	—	—	—	0,61	—	—	0,49	—	—	—	—	—	—	—	—	0,76	1,88
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,93	—	—	—	—	—	—	+ 1,93
Summa	59,62	22,24	0,15	2,10	—	1,30	0,82	3,69	0,96	5,05	1,05	0,24	1,03	0,90	—	0,76	99,90

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
VI. Gangthonschiefer von der Grube Juliane Sophie.																	
Sericit . . .	26,20	20,81	2,60	0,34	—	0,19	0,30	4,36	0,72	2,62	—	—	—	—	—	—	58,14
Chlorit . . .	1,83	1,05	—	1,22	—	1,37	—	—	—	0,73	—	—	—	—	—	—	6,20
Quarz	31,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31,58
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,58	—	—	—	—	—	0,58
Carbonat . .	—	—	—	—	—	—	0,87	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68	1,55
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,77	—	—	—	—	—	—	+ 1,77
Summa	59,61	21,86	2,60	1,56	—	1,56	1,17	4,36	0,72	5,12	0,58	—	Spur	—	—	0,68	99,82
VII. Gangthonschiefer (Gangletten) von Lautenthal.																	
Sericit . . .	30,06	25,64	0,22	0,61	—	0,14	0,76	4,08	0,76	3,00	—	—	—	—	—	—	65,27
Chlorit . . .	1,69	0,96	—	1,57	—	1,11	—	—	—	0,67	—	—	—	—	—	—	6,00
Quarz . . .	24,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24,73
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,84	—	—	—	—	—	0,84
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,43	0,37	—	—	0,80
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,85	—	—	—	—	—	—	+ 1,85
Summa	56,48	26,60	0,22	2,18	Spur	1,25	0,76	4,08	0,76	5,52	0,84	—	0,43	0,37	—	—	99,49
VIII. Gangthonschiefer von der Grube Neuer Thurm Rosenhof.																	
Sericit . . .	28,87	23,10	2,55	0,16	—	0,50	0,14	4,11	1,20	2,88	—	—	—	—	—	—	63,51
Chlorit . . .	0,39	0,23	—	0,25	—	0,31	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	1,33
Quarz	30,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,63
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—	0,20
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,10	—	—	—	—	—	1,10
Carbonat . .	—	—	—	—	—	—	1,60	—	—	—	—	—	—	—	—	1,26	2,86
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,55	—	—	—	—	—	—	+ 1,55
Summa	59,89	23,33	2,55	0,41	Spur	0,81	1,74	4,11	1,20	4,58	1,10	0,20	Spur	—	—	1,26	101,18

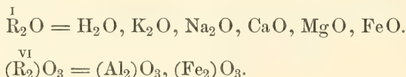
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
IX. Gangthonschiefer von der Grube Bergwerkswohlfahrt.																	
Sericit . . .	21,09	17,85	0,35	0,17	—	0,93	0,27	2,18	0,30	2,10	—	—	—	—	—	—	45,24
Kaolin . . .	9,06	7,77	—	—	—	—	—	—	—	2,70	—	—	—	—	—	—	19,53
Quarz	31,22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31,22
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68	—	—	—	—	0,68
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,86	—	—	—	—	—	0,86
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,60	0,52	—	—	1,12
Carbonat . .	—	—	—	0,49	—	0,24	0,47	—	—	—	—	—	—	—	—	0,93	2,13
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—1,36	—	—	—	—	—	—	—1,36
Summa	61,37	25,62	0,35	0,66	—	1,17	0,74	2,18	0,30	3,44	0,86	0,68	0,60	0,52	—	0,93	99,42
X. Gangthonschiefer von der Grube Bergwerkswohlfahrt.																	
Sericit . . .	26,85	22,10	1,41	0,62	—	0,44	0,18	4,40	0,31	2,68	—	—	—	—	—	—	58,99
Kaolin . . .	18,51	15,87	—	—	—	—	—	—	—	5,54	—	—	—	—	—	—	39,92
Quarz . . .	0,96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,96
Carbonat . .	—	—	—	—	—	0,18	0,76	—	—	—	—	—	—	—	—	0,78	1,72
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—3,75	—	—	—	—	—	+0,45	—3,30
Summa . . .	46,32	37,97	1,41	0,62	—	0,62	0,94	4,40	0,31	4,47	[. . . . nicht bestimmt					1,23	98,29

	Culmthonschiefer.			Schwarze Gangthonschiefer.						Procentische Zusammensetzung des
	I.	II.	III.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	
SiO_2	46,11	46,01	45,86	45,90	45,06	46,05	45,46	46,62	45,52	Sericits.
Al_2O_3	38,76	38,37	38,97	39,17	35,79	39,28	36,37	39,46	37,46	
Fe_2O_3	1,18	1,69	0,53	0,27	4,47	0,34	4,02	0,77	2,39	
FeO	1,81	1,71	0,51	0,59	0,58	0,94	0,25	0,38	1,05	
MgO	1,00	0,94	—	0,33	0,33	0,21	0,79	2,05	0,74	
CaO	0,53	0,58	0,83	0,61	0,52	1,16	0,22	0,60	0,31	
K_2O	5,22	5,16	6,33	6,78	7,50	6,25	6,47	4,82	7,46	
Na_2O	0,79	0,94	2,39	1,77	1,24	1,17	1,89	0,66	0,53	
H_2O	4,60	4,60	4,58	4,58	4,51	4,60	4,53	4,64	4,54	
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
SiO_2	28,47	26,92	27,15	29,20	29,52	28,16	29,33	—	—	Chlorits.
Al_2O_3	16,53	15,57	15,51	16,82	16,93	16,00	17,29	—	—	
FeO	26,79	37,78	36,67	21,63	19,68	26,16	18,79	—	—	
MgO	16,86	9,03	9,84	20,70	22,10	18,50	23,31	—	—	
H_2O	11,35	10,70	10,83	11,65	11,77	11,18	11,28	—	—	
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	—	—	

Sehr merkwürdig ist es, dass bei den Analysen IX und X (zu denen wie oben bemerkt das Material von einer Probe genommen ist) sich verhalten:

$$\overset{I}{R}_2O : (\overset{VI}{R_2})O_3 = \begin{matrix} 0{,}2497 : 0{,}2513 \text{ bei IX} \\ 0{,}3229 : 0{,}3794 \text{ » X} \end{matrix}$$

also nahe zu 1 : 1.



$$\overset{I}{R}_2O = H_2O, K_2O, Na_2O, CaO, MgO, FeO.$$

$$(\overset{VI}{R_2})O_3 = (Al_2)O_3, (Fe_2)O_3.$$

Das lässt darauf schliessen, dass der untersuchte Gangthonschiefer von Bergwerkswohlfahrt ein kaolinartiges Mineral nicht enthalten **muss**, wie bisher angenommen ist, sondern als ein Gemenge von Quarz, mit einem wasserreichen Kaliglimmer (Sericit) aufgefasst werden kann.

Es verhalten sich nämlich:

$$H_2O : \overset{I}{R}_2O = \begin{matrix} 0{,}1911 : 0{,}0586 \text{ bei IX} \\ 0{,}2483 : 0{,}0560 \text{ bei X} \end{matrix}$$

also nicht = 2 : 1,

$$\text{sondern} = \begin{matrix} 2 : 0{,}61 \text{ bei IX.} \\ 2 : 0{,}45 \text{ bei X.} \end{matrix}$$

Berechnet man die Gangthonschiefer IX und X auf Sericit und Quarz, so erhält man:

	IX	X	
Sericit	63,32	91,93	
Quarz	31,31	4,19	
Rutil	0,68	?	nicht bestimmt.
Kohle	0,86	?	
Schwefelkies	1,12	?	
Carbonat	2,13	1,72	
		$+ CO_2 = 0{,}45$	
Summa	99,42	98,29	

Procentische Zusammensetzung des Sericits.

	IX	X
SiO_2	47,47	45,83
Al_2O_3	40,46	41,30
Fe_2O_3	0,55	1,53
FeO	0,27	0,67
MgO	1,47	0,48
CaO	0,43	0,20
K_2O	3,44	4,79
Na_2O	0,48	0,34
H_2O	5,43	4,86
	100,00	100,00

Von der Bindt in Oberungarn habe ich übrigens schwarze Thonschiefer kennen gelernt[1]), welche ganz das Ansehen der Oberharzer schwarzen Gangthonschiefer besitzen und dabei unzweifelhaft aus einem Gemenge von 42—52 pCt. Sericit, 37—53 pCt. Quarz, 3—8 pCt. Carbonat und kleinen Mengen von Rutil, Schwefelkies und Kohle bestehen.

Dass die Oberharzer Thonschiefer und Gangthonschiefer wesentlich nur aus Sericit und Quarz bestehen, geht aus allen diesen auf mikroskopische und chemische Untersuchungen gestützten Berechnungen mit grosser Sicherheit hervor.

Ein chloritischer Bestandtheil ist allen Thonschiefern und schwarzen Gangthonschiefern eigen, fehlt aber den bunten Gangthonschiefern gänzlich.

Möglicher Weise enthält der schwarze Gangthonschiefer ausnahmsweise auch ein kaolinartiges Mineral.

Da es wohl schwerlich jemals gelingen wird, die einzelnen Bestandtheile dieser Schiefer auf mechanischem oder chemischem Wege zu isoliren, oder mittelst des Mikroskops die chemische Zusammensetzung der einzelnen Gesteinselemente zu bestimmen, so hielt ich den Versuch für nicht überflüssig, durch Rechnung eine Vorstellung von der chemischen Beschaffenheit der Thonschiefer-

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt in Wien 1885, 35. Bd. S. 668.

bestandtheile zu gewinnen. Ich glaube, dass dieser Versuch Resultate gegeben hat, welche von der Wahrheit nicht sehr weit entfernt sind. Leider genügt er aber nicht, um volle Gewissheit über die Art und Weise der Entfernung resp. Umwandlung des chloritischen Minerals der Thonschiefer bei der Bildung der Gangthonschiefer zu erlangen.

Vielleicht ist es möglich, durch geeignete Experimente diesen Vorgang später klar zu legen.

Auf die verschiedenen chemischen Möglichkeiten, die jeder leicht selbst finden kann, einzugehen, halte ich für überflüssig.

Wichtig ist es aber hervorzuheben, weil es bei allen Speculationen berücksichtigt werden muss, dass in den schwarzen Gangthonschiefern nur der Eisenoxydul- und der Magnesiagehalt sich vermindert, der Gehalt aller anderen Silicatbestandtheile dagegen, den Thonschiefern gegenüber, zugenommen hat, ferner dass die bunten Gangthonschiefer — abgesehen von den kleinen Mengen Carbonat etc. — unzweifelhaft nur aus Sericit von ganz normaler Zusammensetzung und Quarz bestehen.

Es könnte auf den ersten Blick so scheinen, als ob die schwarzen Gangthonschiefer in jeder Beziehung ein Mittelglied zwischen normalem Thonschiefer und buntem Gangthonschiefer bilden müssten. Das ist aber in geognostischer Beziehung durchaus nicht der Fall.

Die schwarzen Gangthonschiefer sind fast überall in den Gängen zu finden, ohne dass Uebergänge in die bunten Gangthonschiefer zu beobachten wären. Die letzteren treten, ganz unabhängig von ersteren, nur auf zwei Gruben (Königin Charlotte und Hülfe Gottes), also ganz local auf, und zwar unter Verhältnissen, die es durchaus unmöglich erscheinen lassen, dass bei der Bildung derselben etwa das Stadium der schwarzen Gangthonschiefer durchlaufen sei. Die Bildung der bunten Gangthonschiefer scheint unter ganz anderen Bedingungen stattgefunden zu haben, als die der schwarzen.

Die vollständige Entfernung der kohligen Bestandtheile und die Tendenz zur Verkieselung bei den bunten, ferner die, wenn auch nicht bedeutende, so doch immerhin bemerkbare Anreicherung

der kohligen Bestandtheile, sowie die Tendenz zur Bildung milder, schuppiger Aggregate bei den schwarzen Gangthonschiefern sind Erscheinungen, die auch schon deutlich genug auf sehr verschiedene Bildungsbedingungen hinweisen. Welcher Art die letzteren waren, ist noch ganz unaufgeklärt.

II. Thonschiefer, Weisses Gebirge, Weisse Schiefer und Lagerschiefer von Holzappel, Agordo und Mitterberg.

Von grösster Wichtigkeit und höchstem Interesse ist es, dass die Beziehungen zwischen dem Culmthonschiefer und buntem Gangthonschiefer des Oberharzes, in chemischer und mineralogischer Hinsicht, genau dieselben sind, wie die zwischen den Thonschiefern von Holzappel und Agordo zu den dort auftretenden Sericitgesteinen, welche man als Weisses Gebirge und Weisse Schiefer bezeichnet hat[1]).

Wenn es nun ausgemacht ist, dass die bunten Gangthonschiefer aus den Culmthonschiefern durch Entfernung des chloritischen Bestandtheils gebildet sind, so wird dadurch auf die genetischen Beziehungen zwischen den Thonschiefern und Sericitgesteinen von Holzappel und Agordo jedenfalls ein recht helles Licht geworfen.

Aus dem geognostischen Vorkommen hat man geschlossen, dass die Sericitgesteine von Holzappel und Agordo aus gewöhnlichen Thonschiefern durch einen metamorphischen Process entstanden sind. Den Vorgang bei dieser Metamorphose specieller anzugeben, war aber bisher noch nicht gelungen.

Bei der Untersuchung der Gesteine von Holzappel und Agordo vermuthete ich, dass die Umwandlung der dunklen in die hellen Gesteine mit einer Entfernung, beziehungsweise Umänderung amorpher Silicate verbunden gewesen sein möge (l. c. S. 132).

---

[1]) Siehe v. Groddeck. Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1882, II. Beilage-Band S. 72 ff.

Die Vermuthung bestätigt sich nicht, da amorphe Silicate in den Thonschiefern sehr wahrscheinlich gar nicht vorhanden sind, die isotrop erscheinenden Partieen der Schliffe vielmehr, wie schon oben bemerkt wurde, nur von sehr feinen und dünnen Glimmerlamellen bedingt sind.

Der Vorgang der Metamorphose besteht, wie aus dem Folgenden erhellen wird, in einer Entfernung chloritischer Bestandtheile, eventuell begleitet von einer Zufuhr von Carbonaten, Kieselsäure etc.

a. Holzappel.

Die hier in Betracht zu ziehenden Gesteine sind bereits früher von mir beschrieben.

Der l. c. S. 130 speciell geschilderte Thonschiefer von Holzappel wurde von Hrn. Dr. Sommerlad analysirt, so dass jetzt im Ganzen folgende hier zu berücksichtigenden Analysen vorliegen.

	XVIII.	XIX.	XX.
SiO_2	62,26	59,65	50,75
Al_2O_3	17,15	20,03	17,05
Fe_2O_3	0,63	0,32	1,42
FeO	5,11	4,98	CuO = 0,02
MgO	2,01	0,73	0,19
CaO	0,87	0,18	0,23
K_2O	2,94	2,31	4,42
Na_2O	1,01	0,21	0,76
H_2O	3,95	2,33	1,96
Rutil	—	0,48	2,07
Kohle	0,04	0,27	—
Schwefelkies	—	0,41	0,07
Apatit	0,65	0,25	0,39
Carbonat	2,69	5,94	22,06
Summa	99,31	98,09	101,39

XVIII. Devonischer Schiefer aus dem Steinbruch am Fahnenberge bei Ems nach HERGET.

Siehe: Der Spiriferensandstein und seine Metamorphosen von E. HERGET. Wiesbaden 1863, S. 8.

XIX. Devonischer Thonschiefer aus der Grube bei Holzappel (von der 45. Lachtersohle) nach Dr. SOMMERLAD.

XX. Weisses Gebirge von Holzappel (über der 45. Lachtersohle) nach Dr. FRAATZ.

Siehe: Neues Jahrb. f. Mineralogie 1882, II. Beilage-Band S. 111 und 88.

Es sind die Analysen in der oben angegebenen Weise gleich so berechnet, dass die Silicatbestandtheile der Gesteine von den, keine Kieselsäure enthaltenden Mineralien getrennt erscheinen. Der chemische Unterschied zwischen Thonschiefer und Weissem Gebirge springt dabei sofort in die Augen.

Die Silicatbestandtheile des Thonschiefers enthalten 5 pCt. Eisenoxydul, die des Weissen Gebirges sind ganz frei davon. Auch der Magnesiagehalt hat im Weissen Gebirge sichtlich abgenommen.

Berechnet man die Analysen nach den früher entwickelten Grundsätzen auf die Mineralbestandtheile der Gesteine, so erhält man die folgenden Resultate, aus denen klar hervorgeht, dass das Weisse Gebirge Holzappels sich von dem normalen Thonschiefer durch das Fehlen eines chloritischen Bestandtheils (Chlorit oder Chloritoid) wesentlich unterscheidet.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
XVIII. Devonischer Thonschiefer von Ems.																	
Sericit . . .	17,49	14,48	0,63	—	—	—	0,07	2,94	1,01	1,74	—	—	—	—	—	—	38,36
Chlorit . . .	4,87	2,67	—	5,11	—	2,01	0,80	—	—	1,94	—	—	—	—	—	—	17,40
Quarz . . .	39,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	39,90
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—	—	—	0,28	—	0,65
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	0,04
Kohlens. Eisenoxydul	—	—	—	0,55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	0,89
Kohlens. Kalk . . .	—	—	—	—	—	—	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—	0,55	1,25
Kohlens. Magnesia .	—	—	—	—	—	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28	0,55
Differenz . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,27	—	—	—	—	—	—	+0,27
Summa	62,26	17,15	0,63	5,66	—	2,27	1,94	2,94	1,01	3,95	0,04	—	—	—	0,28	1,17	99,31
XIX. Devonischer Thonschiefer von Holzappel.																	
Sericit . . .	11,19	9,35	0,32	—	—	—	0,18	2,31	0,21	1,11	—	—	—	—	—	—	24,67
Chloritoid .	5,23	8,97	—	4,98	—	0,73	—	—	—	1,57	—	—	—	—	—	—	21,48
Quarz . . .	43,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43,23
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,48	—	—	—	—	0,48
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—	—	—	—	—	0,27
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,22	0,19	—	—	0,41
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	0,25
Carbonat . .	—	—	—	—	1,37	1,00	0,91	—	—	—	—	—	—	—	—	2,66	5,94
Differenz . .	—	+1,71	—	—	—	—	—	—	—	—0,35	—	—	—	—	—	—	+1,36
Summa	59,65	20,03	0,32	4,98	1,37	1,73	1,23	2,31	0,21	2,33	0,27	0,48	0,22	0,19	0,11	2,66	98,09

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	
XX. Weisses Gebirge von Holzappel.																	
Sericit . . .	23,07	18,85	1,42	($CuO = 0,02$)		0,19	0,23	4,42	0,76	2,30	—	—	—	—	—	—	51,26
Quarz	27,68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27,68
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,07	—	—	—	—	2,07
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,03	—	—	0,07
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,21	—	—	—	—	—	—	—	0,18	—	0,39
Carbonat . .	—	—	--	7,53	4,83	0,71	0,51	—	—	—	—	—	—	—	—	8,66	22,06
Differenz . .	—	—1,80	—	—	—	—	—	—	—	—0,34	—	—	—	—	—	—	—2,14
Summa	50,70	17,05	1,42	7,35	4,83	0,90	0,95	4,42	0,76	1,96	—	2,07	0,04	0,03	0,18	8,66	101,39

Procentische Zusammensetzung des

Sericits.

	XVIII	XIX	XX
SiO_2	45,59	45,36	45,00
Al_2O_3	37,75	37,90	36,77
Fe_2O_3	1,64	1,30	2,77
CuO	—	—	0,04
MgO	—	—	0,37
CaO	0,18	0,73	0,45
K_2O	7,67	9,36	8,63
Na_2O	2,63	0,85	1,48
H_2O	4,54	4,50	4,49
Summa	100,00	100,00	100,00

Chlorits.

	XVIII
SiO_2	27,99
Al_2O_3	15,34
CaO	4,60
FeO	29,37
MgO	11,55
H_2O	11,15
Summa	100,00

Chloritoids.

	XIX
SiO_2	24,35
Al_2O_3	41,76
FeO	23,18
MgO	3,40
H_2O	7,31
Summa	100,00

b. Agordo.

Mit Bezugnahme auf meine frühere Beschreibung und Untersuchung der Gesteine von Agordo, l. c. S. 121 ff. und S. 128 ff., mögen gleich die interessirenden Analysen folgen:

	XXI.	XXII.
SiO_2	58,34	42,14
Al_2O_3	21,46	35,73
Fe_2O_3	0,35	0,94
FeO	4,36	0,45
CuO	0,02	0,01
CaO	0,44	0,34
MgO	2,17	0,62
MnO	0,12	—
K_2O	5,21	7,00
Na_2O	1,47	2,07
H_2O	4,37	4,33
Rutil	0,58	1,85
Kohle	0,51	—
Schwefelkies . .	0,09	0,28
Apatit	0,57	$P_2O_5 = 0,71$
Carbonat . . .	—	4,04
Summa	100,06	100,51

XXI. Schwarzer Thonschiefer von Agordo nach Dr. Fraatz.
XXII. Weisser Schiefer » » » » »

Siehe: Neues Jahrb. f. Mineral. 1882, II. Beilage-Band S. 129 und 122.

Auch hier also wieder dasselbe Verhältniss; der Thonschiefer reich an Eisenoxydul (4,36 pCt.) und Magnesia (2,17 pCt.), der weisse Schiefer sehr arm an beiden (0,45 pCt. FeO und 0.62 pCt. MgO).

Der weisse Schiefer von Agordo besteht aus:

	93,49 pCt.	Sericit,
	0,14 »	Quarz (?),
	4,04 »	Braunspath,
	1,85 »	Rutil,
	0,28 »	Schwefelkies,
	0,71 »	Phosphorsäure in unbestimmter Verbindung,
Summa:	100,51 pCt.	(s. l. c. p. 123).

Der schwarze Schiefer von Agordo enthält:

	68,37 pCt.	Sericit,
	14,87 »	Chlorit,
	22,93 »	Quarz,
	0,58 »	Rutil,
	0,51 »	Kohle,
	0,09 »	Schwefelkies,
	0,57 »	Apatit,
	0,02 »	CuO in unbestimmter Verbindung,
	7,46 »	Al_2O_3 } als Differenz,
	0,42 »	H_2O } als Differenz,
Summa:	100,04 pCt.	

Das bei der Rechnung sich herausstellende grosse Deficit von Thonerde ist recht schwer zu erklären.

Trotzdem ist es wohl gar keinem Zweifel unterworfen, dass sich der weisse Schiefer aus dem schwarzen durch Auslaugung eines chloritischen Bestandtheiles gebildet hat.

c. Mitterberg.

Nach Stapff sind die Lagerschiefer Mitterberg's durch einen metamorphischen Process aus dem blauen Schiefer hervorgegangen (l. c. S. 118).

Der Lagerschiefer ist schon früher von Dr. Fraatz analysirt (l. c. S. 114).

Der blaue Schiefer besitzt nach Dr. Sommerlad die folgende Zusammensetzung:

	XXIII.	XXIV.
SiO_2	59,80	44,51
Al_2O_3	20,33	15,26
Fe_2O_3	8,74	1,15
Cu_2O	—	0,06
FeO	0,34	—
CaO	0,42	0,33
MgO	0,83	0,23
K_2O	4,11	3,75
Na_2O	0,16	0,65
H_2O	2,89	2,08
TiO_2	0,40	Spur
Kohle	0,17	—
Schwefelkies . .	—	0,22
Apatit	0,30	0,61
Carbonat . . .	1,00	31,04
Summa	99,49	99,89

XXIII. Blauer Schiefer von Mitterberg nach Dr. Sommerlad.
XXIV. Weisser » » » » Dr. Fraatz.
Siehe: Neues Jahrb. f. Mineralogie 1882, II. Beilage-Band S. 114.

Der Vergleich beider Analysen lehrt, dass der blaue Schiefer zwar mehr Eisenoxydul und Magnesia enthält als der Lagerschiefer, dass der Unterschied aber ein nur sehr geringer ist.

Um Anhaltspunkte zur Berechnung des blauen Schiefers auf seine Mineralbestandtheile zu erhalten, wurde derselbe mikroskopisch untersucht. Es ergab sich dabei, dass Sericit und Quarz die Hauptbestandtheile sind, und dass die dunkle Farbe des Gesteins nicht von Kohle, sondern von flockig vertheiltem Eisenglanz herrührt. Bei Berechnung der Analyse auf Glimmer, Quarz und Eisenglanz bekommt man eine wenig wahrscheinliche Glimmerzusammensetzung.

Wahrscheinlichere Resultate erlangt man, wenn man das Vorhandensein von etwas Chlorit annimmt, welcher sich leicht der Beobachtung bei der mikroskopischen Untersuchung entzieht.

XXIII. Blauer Schiefer von Mitterberg.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	P_2O_5	CO_2	Summa
Sericit	23,40	20,04	—	—	—	0,46	0,42	4,11	0,16	2,34	—	—	—	—	50,93
Chlorit	0,50	0,29	—	0,34	—	0,37	—	—	—	0,20	—	—	—	—	1,70
Quarz	35,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35,90
Eisenglimmer ...	—	—	8,74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,74
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	—	—	0,40
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—	—	0,17
Carbonat	—	—	—	0,18	—	0,14	0,24	—	—	—	—	—	—	0,44	1,00
Apatit	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—	—	—	—	0,13	—	0,30
Differenz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,35	—	—	—	—	+0,35
Summa	59,80	20,33	8,74	0,52	—	0,97	0,83	4,11	0,16	2,89	0,17	0,40	0,13	0,44	99,49

Procentische Zusammensetzung des

Glimmers.

SiO_2	45,99
Al_2O_3	39,38
MgO	0,90
CaO	0,82
K_2O	8,07
Na_2O	0,25
H_2O	4,59
Summa	100,00

Chlorits.

SiO_2	29,41
Al_2O_3	17,06
FeO	20,00
MgO	21,76
H_2O	11,77
Summa	100,00

Der Lagerschiefer von Mitterberg besteht nach den früheren Untersuchungen (l. c. S. 116) aus:

	42,71 pCt.	Sericit,
	14,43 »	Kalkspath,
	16,61 »	Brennerit,
	25,31 »	Quarz,
	0,61 »	Apatit,
	0,22 »	Schwefelkies.
Summa:	99,89 pCt.	

Es ist sehr wohl denkbar, dass der Lagerschiefer aus dem blauen Schiefer dadurch hervorgehen kann, dass aus letzterem Chlorit und Eisenglimmer entfernt und gleichzeitig Carbonat zugeführt wird.

Schwerlich ist aber der blaue Schiefer das Ursprungsgestein; er steht, seiner chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nach, dem Lagerschiefer viel näher als einem normalen Thonschiefer. Der blaue Schiefer ist wohl ebenso aus einem bis jetzt noch nicht bekannten, normalen Thonschiefer durch einen metamorphischen Process hervorgegangen, wie der Lagerschiefer, und liegen gar keine zwingenden Gründe vor, den blauen Schiefer als ein Entwicklungsstadium bei der Bildung der Lagerschiefer anzusehen.

III. Der Wieder Schiefer des Ostharzes und seine Umwandlung in Sericitschiefer.

Bekanntlich wird als Ursprungsgestein der im südlichen Harz zwischen Hermannsacker und Walbeck auftretenden sericitischen, chloritischen und kieseligen Gesteine der Wieder Schiefer des Ostharzes angesehen[1]).

Lossen[2]) beobachtete, dass solche sericitischen und kieseligen Gesteine auch ausserhalb des Gebiets der Regionalmetamorphose neben den Erzgängen in der Silberbach bei Stolberg und des Gangzuges der Louise in der Krummschlacht in Klippenzügen hinlaufen.

[1]) Siehe v. Groddeck: Abriss der Geognosie d. Harzes. II. Aufl. 1883, S. 55.

[2]) Erläuterungen z. geol. Specialkarte v. Preussen. Blatt Stolberg 1870, S. 9.

Da nun dieselben Mineralien, welche in den Gängen vorkommen, sich auch in Form von Knauern, Trümern und Schnüren in den metamorphischen Gesteinen einstellen, ist die Vermuthung ausgesprochen[1]), dass ähnliche Solutionen, welche die bezeichneten Gänge füllten und ihr Nebengestein umwandelten, auch Ursache der gemeinen Metamorphose waren, die, fern von den Gängen, in dem ganzen Gebiet zwischen Herrmannsacker und dem Mansfeld'schen verbreitet ist.

»Man wird dabei auch an das sogenannte »Weisse Gebirge« erinnert, welches die Gänge von Holzappel begleitet.«

Um nun zu prüfen, welcher Werth diesen Vermuthungen wohl beizulegen ist, wurden ein typischer Wieder Schiefer von Trautenstein und ein Sericitschiefer von Rodishayn chemisch und mikroskopisch untersucht. Die von Dr. H. SOMMERLAD ausgeführten Analysen ergaben:

	XXV.	XXVI.
SiO_2	52,89	69,87
Al_2O_3	25,03	20,96
Fe_2O_3	1,83	0,95
FeO	5,76	0,50
MnO	0,17	—
MgO	3,09	0,88
CaO	0,20	0,29
K_2O	1,60	2,45
Na_2O	0,48	0,11
H_2O	4,62	1,40
Rutil	0,52	0,46
Kohle	0,12	—
Schwefelkies	0,97	—
Apatit	0,34	0,48
Carbonate	1,31	0,86
Summa	98,93	99,21

XXV. Wieder Schiefer von Trautenstein.
XXVI. Gelber Sericitschiefer von Rodishayn.

[1]) v. GRODDECK: Die Lehre von den Lagerstätten der Erze, 1879, S. 321.

In chemischer Beziehung steht, wie man aus diesen Analysen ersieht, der Wieder Schiefer zu dem aus ihm hervorgegangenen Sericitschiefer in einem ganz ähnlichen Verhältniss, wie der Culmthonschiefer zu dem bunten Gangthonschiefer des Oberharzes, ferner wie der devonische Thonschiefer zu dem Weissen Gebirge von Holzappel und schliesslich wie der schwarze Schiefer Agordos zu dem weissen Schiefer.

Auch in mineralogischer Beziehung bestehen die analogen Verhältnisse.

Die mikroskopische Untersuchung berechtigt die Silicatbestandtheile dieser Gesteine in folgender Weise zu berechnen:

XXV. Wieder Schiefer von Trautenstein.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_5	CO_2	Summa
Sericit . . .	10,11	8,66	—	—	—	—	0,20	1,60	0,48	1,01	—	—	—	—	—	—	22,06
Chloritoid .	9,57	16,39	—	5,76	0,17	3,09	—	—	—	2,87	—	—	—	—	—	—	37,85
Quarz . . .	33,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,21
Brauneisenst.	—	—	1,83	—	—	—	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	2,13
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,52	—	—	—	—	0,52
Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—	0,12
Schwefelkies	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,87	—	—	0,97
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,19	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	0,34
Carbonat . .	—	—	—	—	—	0,47	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	0,66	1,31
Differenz . .	—	—0,02	—	—	—	—	—	—	—	+0,44	—	—	—	—	—	—	+ 0,42
	52,89	25,03	1,83	5,76	0,17	3,56	0,57	1,60	0,48	4,62	0,12	0,52	0,10	0,87	0,15	0,66	98,93

XXVI. Sericitschiefer von Rodishayn.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	C	TiO_2	S	Fe	P_2O_6	CO_2	Summa
Sericit . . .	24,08	20,63	—	0,50	—	0,88	0,29	2,45	0,11	2,40	—	—	—	—	—	—	51,34
Quarz	45,79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	45,79
Eisenglimmer	—	—	0,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,95
Rutil	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,46	—	—	—	—	0,46
Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	0,27	—	—	—	—	—	—	—	0,21	—	0,48
Carbonat . .	—	—	—	0,40	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,36	0,86
Differenz . .	—	+0,33	—	—	—	—	—	—	—	−1,00	—	—	—	—	—	—	−0,67
Summa	69,87	20,96	0,95	0,90	—	0,98	0,56	2,45	0,11	1,40	—	0,46	—	—	0,21	0,36	99,21

Procentische Zusammensetzung des

Sericits.

	XXV.	XXVI.
SiO_2	45,83	46,90
Al_2O_3	39,26	40,18
FeO	—	0,97
MgO	—	1,71
CaO	0,91	0,56
K_2O	7,25	4,78
Na_2O	2,17	0,22
H_2O	4,58	4,68
	100,00	100,00

Chloritoids.

	XXV.
SiO_2	25,29
Al_2O_3	43,30
FeO	15,22
MnO	0,45
MgO	8,16
H_2O	7,58
	100,00

Wenn auch der Sericit aus dem Sericitschiefer von Rodishayn (XXVI) durch einen sehr kleinen Alkaliengehalt und der Chloritoid aus dem Wieder Schiefer von Trautenstein durch einen sehr hohen Magnesiagehalt auffällt, so liegen diese Gehalte doch noch immer in den Grenzen des erfahrungsmässig Möglichen.

Die hervorgehobenen Analogien in den Verhältnissen am Ostharz bei Holzappel, Agordo und am Oberharz (bunte Gangthonschiefer) sind sehr wohl geeignet, die oben erwähnten Vermuthungen, bezüglich der Bildung sericitischer Gesteine in den Gebieten der Regionalmetamorphose und neben Erzgängen, zu bestätigen.

Schluss.

Die untersuchten typischen Thonschiefer bestehen aus Quarz, Sericit, einem chloritischen Bestandtheil (Chlorit, Chloritoid) nebst meist kleinen Mengen von Carbonaten, Kohle, kohligen Substanzen, Rutil (Thonschiefernädelchen), Schwefelkies und Apatit; sie enthalten keinen oder nur geringe Mengen von Thon (Kaolin).

Die Bezeichnung dieser Gesteine als Thonschiefer ist deshalb eigentlich ganz unpassend; der Name hat sich jedoch so eingebürgert, dass es wohl ein vergebliches Bemühen sein würde, ihn beseitigen zu wollen.

In den Lehrbüchern der Geognosie, z. B. in der neuesten Auflage des Lehrbuchs von Credner, werden alle Thonschiefer zu den Thongesteinen gestellt, was nach den vorliegenden Untersuchungen ferner nicht mehr geschehen darf.

Die untersuchten Thonschiefer, welche schwerlich von den übrigen typischen Thonschiefern verschieden sind, gehören zu den Phylliten und stehen wie diese mit den Glimmerschiefern (Muscovitschiefern) in nächster Verwandtschaft; sie sind, vom mineralogischen Standpunkte aus betrachtet, nichts anderes, als kryptokrystallinische (aphanitische) Glimmerschiefer.

Ob die Thonschiefer durch ursprüngliche Anschwemmung von Quarzkörnchen, Sericit- und Chlorit-Schüppchen und -Fäserchen

gebildet sind, oder durch einen metamorphischen Process aus ursprünglichen Thonablagerungen entstanden, das sind Fragen, welche hier nicht zu erörtern sind, da die vorstehenden Untersuchungen keinen Bezug darauf haben.

Die Thonschiefer sind mit den Sericitschiefern sehr nahe verwandt. — Wesentlich unterscheiden sich letztere von den ersteren nur durch das Fehlen des chloritischen Bestandtheils. Es ist deswegen sehr wohl denkbar, dass sich Sericitschiefer aus Thonschiefern dadurch entwickeln können, dass der chloritische Bestandtheil ausgelaugt, oder in ähnlicher Weise durch Carbonate und Quarz ersetzt wird, wie es in Eruptivgesteinen nachweislich so häufig der Fall ist.

Die vollständigste Analogie zwischen den Oberharzer bunten Gangthonschiefern und den Sericitschiefern in chemischer und mineralogischer Beziehung, die aus dem geognostischen Vorkommen klar und unzweifelhaft hervorleuchtende Genesis der bunten Gangthonschiefer, ferner der Umstand (auf den Lossen hingewiesen hat), dass dieselben sericitischen Gesteine neben den Stolberger Gangspalten und im Gebiet der Regionalmetamorphose des Ostharzes vorkommen; — das sind Momente, welche in ihrer Gesammtheit dafür sprechen, dass die Sericitschiefer wirklich umgewandelte Thonschiefer sind.

Der Umwandlungsprocess durch Auslaugung des chloritischen Bestandtheils, erfolgte entweder local unter besonders günstigen Umständen neben Gangspalten, oder erfasste ganze Gebirgssysteme (Regionalmetamorphose) etwa in ähnlicher Weise, wie die Dolomitisirung der Kalksteine entweder im grossen Maassstabe erfolgte, oder sich nur auf die unmittelbare Nähe von Gebirgsspalten beschränkte. (Siehe Beyrich, Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellschaft 1882, Bd. 34, S. 673.)

In einer Arbeit »Ueber Lagergänge«, welche in der Berg- und Hüttenmännischen Zeitung 1885 No. 28 und 29 veröffentlicht ist, suchte ich zu zeigen, dass die sogenannten Lagergänge wohl nur in den Gebieten der Regionalmetamorphose auftreten und

wahrscheinlich nichts Anderes sind, als Umwandlungsproducte von Erzlagern (Metamorphische Erzlager).

Die getreuen Begleiter der Lagergänge sind nämlich die für die Zonen der Regionalmetamorphose charakteristischen typischen Sericitschiefer. Neben Quergängen, welche schiefrige Gesteine durchsetzen, scheinen hell gefärbte Sericitgesteine [1]) nicht häufig in grösseren Massen aufzutreten.

Die oben beschriebenen bunten Gangthonschiefer der Gruben Königin Charlotte und Hülfe Gottes am Oberharze und die von Lossen beobachteten sericitischen Gesteine neben den Stolberger Gangspalten im Ostharz liefern ausgezeichnete Beispiele für solche Vorkommnisse.

Die schwarzen Gangthonschiefer, welche übrigens keineswegs ausschliesslich in den Oberharzer Gängen gefunden werden, sondern auch in anderen Gangrevieren weit verbreitet sind, können auch zu den sericitischen Gesteinen gestellt werden, da in ihnen der Sericitgehalt der Thonschiefer, aus denen sie entstanden sind, durch partielle Entfernung des chloritischen Bestandtheils eine Anreicherung erfahren hat.

Es scheint nach Allem, als ob die Ganggesteine [2]) mit den Gesteinen aus den Zonen der Regionalmetamorphose viel Verwandtes haben und das vergleichende Studium beider wohl geeignet sein kann, einiges Licht in die dunklen Gebiete des Regionalmetamorphismus zu werfen.

---

[1]) Mit diesen sind nicht die gebleichten Gesteine zu verwechseln, welche überall da am Ausgehenden von Erzlagerstätten auftreten, wo sich ein eiserner Hut befindet.

Die Bleichung erfolgte hier unter Mitwirkung der Atmosphärilien entweder durch Kohlensäure, welche sich bei der Umwandlung des Spatheisensteins in Brauneisenstein entwickelte, oder durch Schwefelsäure, welche bei der Oxydation der Kiese entstand.

[2]) Ganggestein sind alle bei der Bildung der Gangspalten und ihrer Ausfüllungsmassen mechanisch oder chemisch veränderten Theile des Nebengesteins.

Ueber das Verhalten von Dislokationen im nordwestlichen Deutschland.

Von Herrn **A. v. Koenen** in Göttingen.

(Hierzu Tafel I.)

Im dritten und vierten Bande des Jahrbuches der Königl. geologischen Landesanstalt habe ich das Alter, die Richtung und die Ausdehnung von Schichten-Störungen und von »Gräben« besprochen, welche bei uns oft die complicirtesten geologischen Verhältnisse bedingen.

Es sind dies erstens Störungen, welche sich mit einem durchschnittlichen Streichen von Südosten nach Nordwesten, zuletzt mehr Westnordwesten, von Linz über Coburg bis Osnabrück nachweisen lassen, wo sie dann vom nordischen Diluvium immer mehr verhüllt werden resp. unter diesem verschwinden. Die Entstehung derselben fällt im Wesentlichen in die mittlere Miocän-Zeit und steht vielfach mit dem Empordringen der Basalte (vermuthlich der älteren) in ursächlichem Zusammenhange.

Diese Störungen werden häufig abgeschnitten von anderen, jüngeren Störungen, welche vom Bodensee durch das Rheinthal (Rheinthalspalte) bis Mainz-Frankfurt und weiter über Göttingen bis mindestens in die Gegend von Hildesheim sich verfolgen lassen in ziemlich gleichbleibender Richtung nach Norden mit einem Strich gegen Osten, vermuthlich aber unter dem nordischen Diluvium noch weiter fortsetzen.

Den Störungen der ersteren Richtung verdanken die mesozoischen Gebirgszüge des nordwestlichen und mittleren Deutschlands meist ihre Entstehung, wie sie auch meist dasselbe Streichen besitzen. Die Störungen der Süd-Nord-Richtung erscheinen dagegen weit mehr als blosse Graben-Versenkungen und lenken vielfach die Flussthäler aus der Nordwest-Richtung nach Nord bis Nordnordosten ab.

Ueber die weitere Verbreitung dieser Spaltensysteme werde ich weiterhin einen Ueberblick hinzuzufügen haben.

Zu den Störungen beider Richtungen gesellen sich häufig noch Querspalten, welche also nach Nordosten resp. Osten verlaufen, aber selten eine grössere Ausdehnung gewinnen. Es scheint ferner, als ob gar nicht selten die jüngeren Spalten gelegentlich auf eine Strecke den älteren folgen, um später wieder in ihre ursprüngliche Richtung abzulenken.

Im Allgemeinen zeigen die Störungen beider Richtungen in ihrem Verhalten soviel Analogie oder sogar Uebereinstimmung, dass eine gleiche Art der Entstehung für beide nicht wohl bezweifelt werden kann, wie dies freilich auch mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit erwartet werden durfte.

Folgende Betrachtungen und Anschauungen, welche als Einleitung zu jenen beiden früheren Aufsätzen dienen könnten, scheinen mir nun am einfachsten die Entstehung jener Dislokationen zu erklären, zumal da ihr späterer Verlauf sich häufig ganz ähnlich beim Abrutschen und Abstürzen von Felsmassen an Steilabhängen (besonders von Kalkfelsen) direkt beobachten lässt.

Die mesozoischen Schichten des mittleren und nordwestlichen Deutschlands bilden jetzt zahlreiche Sättel und Mulden, deren Flügel meist nur schwach, mitunter aber auch stärker einfallen. Ihre Entstehung durch tangentialen Druck, durch Spannung in der Erdrinde in Folge der Volumenabnahme des Erdinneren bei fortschreitender Abkühlung desselben wird jetzt wohl ziemlich allgemein angenommen. Die Gebirgsschichten, welche diese Sättel und Mulden bilden, gehören meist zu der am weitesten verbreiteten Trias oder auch dem darunter folgenden Zechstein, zum

Theil sind es aber auch Jurabildungen und auch Schichten der Kreide und des Tertiärs.

Diese Sattel- und Muldenbiegungen mögen sich im grösseren Maassstabe zuerst ganz allmählich oder auch wohl in mehrfachen Absätzen ausgebildet haben, so dass es, abgesehen von einer etwaigen Oscillation, auch hierdurch erklärlich wird, weshalb z. B. am Schlusse der Juraformation pelagische Bildungen bei uns nicht mehr zur Ablagerung gelangten, weshalb die Erosion, zumal bei Beginn der Kreidezeit, an einzelnen Stellen ganze, mächtige Schichtenfolgen (so z. B. die ganze Juraformation) hinwegführte, weshalb in einzelnen Gegenden dann Conglomerate oder Bohnerze, in anderen Thone, oder auch die brackischen und Süsswasserbildungen des Wealden entstanden, weshalb endlich die Tertiärbildungen stets diskordant bald auf diesen, bald auf jenen älteren Schichten liegen.

Soweit ich dergleichen kenne, haben aber die oligocänen Tertiärbildungen im Allgemeinen dieselben grösseren Störungen der ursprünglichen Lagerung erlitten, wie die darunter liegenden Trias-etc.-Schichten, sie sind also älter, als diese Störungen.

Dass nun bei deren Entstehung, bei der Bildung der heute vorhandenen Mulden und Sättel die bereits erhärteten Gebirgsschichten sich einfach gebogen haben, also die Flügel ganz im Zusammenhange geblieben sein sollten, erscheint mir völlig unwahrscheinlich; es würde dies vor allem auch eine Verschiebung der übereinander liegenden Bänke gegen einander auf den Schichtflächen bedingen, etwa ähnlich, wie sich die Blätter eines Buches gegen einander verschieben, wenn man es biegt, oder es müssten in den Sattellinien die obersten, in den Muldenlinien die untersten Schichten sich seitlich stark ausdehnen und dabei weit dünner werden ohne zu zerreissen. Beides halte ich aber in gleicher Weise für undenkbar, sobald es sich um Vorgänge in grossem Maassstabe handelt. Wo in der Natur Schichtenbiegungen in kleinerem Maassstabe vorkommen, findet sich bei genauerer Untersuchung, wie Gümbel u. A. dargethan haben, dass in Wirklichkeit die Schichten stark zertrümmert sind (etwa, wie eine Glasplatte oder Schieferplatte brechen würde, welche zwischen

und mit Bleiplatten gebogen werden sollte), dass aber die Bruchstücke durch Infiltration von Kieselsäure, Kalkspath und dergleichen mehr wieder mit einander verkittet sind.

Ich glaube vielmehr annehmen zu müssen, dass bei uns im Grossen und Ganzen entweder nur in den sogenannten Mulden- und Sattel-Linien Zerreissungen der Schichten, mit einem Worte »Spalten« entstanden, so dass die tafelartigen Gebirgsmassen zwischen den Sattel- und Mulden-Spalten immer in ungestörtem Zusammenhange blieben, wie dies etwa durch das schematische Profil Figur A dargestellt wird, oder es wurden durch Nebenspalten, welche annähernd dasselbe Streichen wie die Haupt-Mulden- und Sattel-Spalten erhielten, stärker gestörte, resp. geneigte oder aufgerichtete Gebirgstheile von den übrigen, ziemlich ungestört gebliebenen Massen abgetrennt, wie sich dies aus dem ebenfalls schematischen Profil Figur B ergiebt (ein gutes Beispiel für eine derartige Sattelspalte zwischen wenig geneigten Schichten liefert unter Anderen die »Kleperspalte« auf dem Hainberg bei Göttingen), oder endlich — und dies ist das am meisten an wirkliche Sättel und Mulden erinnernde —, es entstanden eine ganze Anzahl paralleler oder schwach divergirender und konvergirender enger Spalten (siehe Figur C Tafel I), welche sich leichter der Beobachtung entziehen, so dass bei mangelhaften Aufschlüssen oder oberflächlicher Untersuchung die Schichten dann wohl einfach gebogen erscheinen; von diesen Spalten ist aber gewöhnlich eine auf der Sattel- resp. Mulden-Linie liegende etwas stärker entwickelt und deshalb als Haupt-Sattel- resp. Mulden-Spalte zu bezeichnen gegenüber den die Sattel- und Mulden-Flügel durchsetzenden »Nebenspalten« [1]).

Ganz gewöhnlich verschwächt sich aber eine solche Hauptspalte im Fortstreichen, und eine benachbarte Nebenspalte öffnet sich weiter und wird dann allmählich zur Hauptspalte, ebenso wie durch Verschwinden oder Erscheinen von Nebenspalten Ueber-

---

[1]) Die scharfen in den Spalten an einander stossenden Ecken bei Fig. A, B und C sind natürlich ganz verstaucht und zerdrückt, so dass in der Wirklichkeit die Spalten weit enger sind.

gänge und Zwischenformen zwischen diesen Haupt-Typen nichts weniger als ungewöhnlich sind.

In anderen Fällen springt auch wohl eine Spalte von ihrem Hauptstreichen plötzlich — oft stark verschmälert — unter einem stumpfen oder sogar unter einem rechten Winkel ab, um erst in einiger Entfernung wieder ebenso plötzlich die ursprüngliche Richtung anzunehmen, wie dies in kleinem Maassstabe in einem jetzt verlassenenen Wellenkalk-Steinbruche auf dem Kratzenberge bei Cassel zu sehen war, wo ein von Olivinkrystallen erfüllter Basaltgang zwei Mal plötzlich um je ca. 90 Grad seine Richtung ändert.

Im Uebrigen verlaufen ja selbstverständlich alle Spalten nicht in geraden Linien, sondern wechseln sowohl im Einfallen als auch im Streichen bald nach der einen, bald nach der anderen Seite recht erheblich, wie ja auch die alte Bergmanns-Erfahrung sagt: »der Gang hat nicht auf sein Streichen und Einfallen geschworen«.

Gerade verlaufende Spalten sind, wie ziemlich alle geraden Linien und Grenzen auf geologischen Karten nur dadurch erhalten, dass zwei Beobachtungspunkte durch eine gerade Linie verbunden wurden, sie sind also »Konstruktion«, mitunter wohl absichtlich gerade gezogen, um als Konstruktion erkennbar zu sein.

Mit diesen Spalten sind nun in vielen Fällen Verwerfungen, also Verschiebungen der an beiden Seiten liegenden Schichten gegen einander nicht verbunden, gewöhnlich ist dies aber, wenn auch nur vielleicht in geringem Grade, an den Hauptspalten der Fall, zumal, wenn die Schichten hier ein steileres Einfallen haben; es wurde dann meist der eine Flügel höher hinaufgeschoben resp. tiefer gesenkt, als der andere. Das Einfallen der beiden Flügel ist gewöhnlich an den gegenüber liegenden Punkten ein verschieden starkes, wechselt aber auf ein und demselben Flügel im Fortstreichen sehr erheblich, und zwar meistens an kleinen Querthälern, in denen man daher Querbrüche vermuthen darf. Es ist aber auch ganz häufig, dass der eine Flügel an einer Stelle höher liegt, an einer anderen dagegen tiefer als der betreffende gegenüberliegende Theil des Gegenflügels.

Nach allem diesem sind nun zwar die Ausdrücke »Mulde« und »Sattel« durchaus nicht zutreffend für die so häufig damit

bezeichnete Lage von Schichten zu einander, und können leicht zu irrigen Vorstellungen Veranlassung geben, so dass in dieser Beziehung die Ausdrücke »Synklinale« und »Antiklinale« wohl den Vorzug verdienen würden; es sind dieselben jedoch, mindestens bei uns, sehr wenig bekannt und gebräuchlich, und sind Fremdworte, die sich nicht leicht in den täglichen Gebrauch einbürgern dürften, und die ich schon deshalb nicht ohne zwingende Nothwendigkeit anwenden möchte. Zudem ist es wohl nützlicher, wiederholt und ausdrücklich darauf hinzuweisen, dass die Mulden und Sättel, von denen ja in der Litteratur so vielfach die Rede ist, in ihrer Mittellinie sehr häufig eine Bruchlinie enthalten, dass also ihre Flügel in der Mitte nicht zusammenhängen, ebenso wie die Flügel der meisten sogenannten »Luftsättel« nur in den seltensten Fällen nach erfolgter Schichtenbiegung auch im Zusammenhang geblieben sind. Mit dieser Beschränkung ist es aber wohl statthaft oder sogar vorzuziehen, die Ausdrücke »Mulden« und »Sättel« auch fernerhin anzuwenden und damit zugleich eventuell frühere, irrige Vorstellungen zu berichtigen.

Wenn nun auch die Verschiebung von Stücken der beiden Flügel gegen einander oftmals gleichzeitig mit der Sattel- und Mulden-Bildung erfolgt sein mag, so ist sie doch in anderen Fällen anscheinend erst gleichsam sekundär durch ein »sich Setzen« der Gebirgsmassen hervorgebracht. Ich glaube nämlich an der Vorstellung festhalten zu müssen, dass bei der Faltung der Schichten durch seitlichen Druck vielfach zwischen und unter den Schichten Hohlräume entstanden, welche dann später nach und nach oder auch plötzlich durch Herabsinken oder Hereinstürzen der darüberhängenden Gebirgstheile ausgefüllt wurden. Es konnte dann wohl ein Flügel eines Sattels ganz oder theilweise wieder zu flacherer Neigung herabsinken und dann in der Nähe der Bruchlinie Schollen weit jüngerer Schichten bedecken, welche etwa in die klaffende Sattelspalte hineingestürzt waren.

In solcher Weise würde wohl ein höchst interessantes Vorkommen zu erklären sein, welches ich zu Pfingsten 1885 unter der freundlichen Führung des Herrn Grubendirektor Trapp in einem Tagebau der Georgs-Marienhütte auf dem Hüggel bei Osnabrück kennen lernte, nämlich Schollen von Amaltheen - Thon

und Posidonienschiefer des Lias sowie Keuper unter dem Kupferschiefer und Zechstein-Eisenstein.

In vielen Fällen ging aber wohl die Entstehung solcher sekundärer Dislokationen gleichzeitig oder umschichtig mit der Ausfüllung der Spalten vor sich, die wir bald näher betrachten werden. Jedenfalls entstanden auch hierbei wieder Risse und Spalten im Gestein, und solche Risse sind mit grosser Wahrscheinlichkeit bei uns immer da zu vermuthen, — falls sie nicht direkt sichtbar sind — wo das Einfallen der Schichten der mesozoischen Formationen sich einigermassen schnell ändert. Wenn nun schon derartige Risse und Spalten öfters gar nicht oder doch nur sehr wenig klaffen, so dass sie durch abgefallene Brocken und Grus des Nebengesteins oder auch durch das bei Verschiebung der angrenzenden Gebirgstheile entstandene Reibungs-Conglomerat ausgefüllt wurden, dass auch noch durch Infiltration von Eisenverbindungen (besonders im Buntsandstein) oder von Kalk- und anderen Carbonaten die Hohlräume ausgefüllt resp. die vorhandene lockere Ausfüllungsmasse verkittet werden konnte, so waren doch gar häufig die Spalten ursprünglich weit geöffnet und gaben zu Abrutschungen und Einstürzen der anstossenden Gesteinsmassen Veranlassung.

In mannichfacher Beziehung zeigen sich nun erhebliche Verschiedenheiten in den Erscheinungen, welche einerseits die »Muldenspalten« und andererseits die »Sattelspalten« begleiten.

Diese Verschiedenheiten finden aber eine ganz einfache und selbstverständliche Erklärung, wenn wir im Auge behalten, dass, wie ja aus obigen Skizzen deutlich ersichtlich ist, die Muldenspalten nach unten divergiren, die Sattelspalten dagegen nach unten konvergiren müssen, und zwar um so stärker, je mehr der Neigungswinkel der Schichten auf beiden Seiten zunimmt. Der Boden der Muldenspalten mag dann wohl eine Anzahl nach oben spitz zulaufende, durch Zwischenräume getrennte Keile enthalten haben, so dass die oberen Schichten der betreffenden Gebirgsmassen zunächst in grösserer Ausdehnung frei hingen. (Siehe Fig. C, Taf. I.)

Die offenen, klaffenden Spalten wurden nun früher oder später ausgefüllt, und es war jedenfalls die einfachste und vollständigste Art der Ausfüllung die, dass sich von einer Wandung der Spalte

ein Gesteinskeil ablöste und in die Spalte hinabrutschte, wie dies Fig. E darstellt. Freilich ist dies nur denkbar bei schmaleren Spalten resp. Sattelspalten. In dieser einfachsten Weise ist wohl das Profil, welches Bücking in diesem Jahrbuche für 1881 Taf. II unter No. 11 mitgetheilt hat, entstanden.

Ein recht klares Beispiel für derartige Vorgänge ist ca. $7^1/_2$ Kilometer östlich von Göttingen, südlich von der »Bruck« über dem Dorfe Mackenrode sichtbar. Das Wellenkalk-Plateau endigt dort nach Osten mit einem Steilabhang, unter welchem Röth und östlich Mackenrode mittlerer Buntsandstein anstehen. Wie so häufig an solchen Steilrändern sind auch hier noch jetzt Wellenkalkmassen im Absturz begriffen; hierbei geht aber allem Anderen die Bildung von Spalten voraus, durch welche sich eben die später abstürzenden Massen ablösen, und in eine schon etwas weiter geöffnete Spalte ist ein Gesteinskeil hineingesunken, oben noch bedeckt von Dammerde, Bäumen etc., welche noch aufrecht stehen, aber einige Meter unter ihrem früheren Standort resp. dem übrigen Waldboden.

Ist nun der Keil gedrungener, als die Spalte, wie dies wohl recht oft der Fall ist, so wurden seine Seiten beim Einsturz an den Rändern der Spalte in die Höhe gebogen resp. gestaucht und zerdrückt (etwa wie auf dem von Frantzen mitgetheilten Profil in diesem Jahrbuch pro 1880, Taf. V, Fig. 3), und es blieben auch wohl kleinere oder grössere Gesteinsmassen in etwas höherem Niveau als der Keil selbst hängen, oder auch, es senkten sich die Schichten des Nebengesteins nach der Spalte zu (vergl. das von Frantzen dargestellte Profil in diesem Jahrbuche pro 1880, Taf. V, Fig. 2).

Wenn aber schon für die Spalten selbst von vorn herein daran festgehalten werden muss, dass sie eine wirkliche Regelmässigkeit und Gleichmässigkeit nicht besitzen, dass eine jede an verschiedenen Stellen verschieden stark nach unten convergiren resp. divergiren wird, so ist selbstverständlich in Bezug auf Gestalt, Breite und vor Allem auf die Länge noch weit grössere Unregelmässigkeit von den in sie hineingestürzten Keilen und Schollen zu erwarten. Es sind daher selbst auf einmal und im

Ganzen hinabgestürzte Schollen nicht überall gleich tief hinabgestürzt und oft noch in Folge des Sturzes durch Querbrüche in einzelne Stücke zerlegt; sie füllen oft die Spalte nicht aus, so dass sich hier dann noch allerlei anderes Gesteinsmaterial daneben einklemmen konnte; sie keilen sich im Fortstreichen allmählich aus oder brechen plötzlich ab, oder es sind überhaupt nicht lange, schmale Streifen, welche die Spalte füllen, sondern wirr durcheinander liegende Felsblöcke, Schutthaufen vergleichbar. Besonders in schmalen, öfters noch nicht einen Meter breiten Spalten, wie ich deren sowohl in der nördlichen Rhön, als auch in der Gegend von Göttingen kennen gelernt habe, liegt die Ausfüllungsmasse meist ganz regellos und unzusammenhängend, aber auch recht breite Gräben sind oft grossentheils von ungeordnet durch einander liegenden Blöcken und Schollen verschiedener Gesteine erfüllt, so zum Beispiel die bei Bishausen östlich Nörten bei Göttingen über 500 Meter breite Spalte im Buntsandstein, welche sich nach Norden schnell erweitert, um dann in das Leinethal einzutreten. Es liegen in derselben einzelne Blöcke, aber auch bis zu 200 Meter lange Schollen von unterem, mittlerem und oberem Muschelkalk in den verschiedensten Richtungen wirr durcheinander.

Wenn nun aber auch nicht selten die mehr oder minder zusammenhängenden, eingestürzten Schichten ein stärkeres Einfallen nicht eingenommen haben, so ist es doch auch eine ganz gewöhnliche Erscheinung, dass sie beim Abstürzen sich stark neigten oder wohl gar überkippten, und es kann weiter ein solcher Einsturz nur von einer Seite der Spalte, oder, wenn auch zu verschiedenen Zeiten, so doch von beiden Seiten der Spalte erfolgt sein. Die ältesten (untersten) der eingestürzten Schichten liegen dann gewöhnlich den Spalten-Wandungen zunächst, und die jüngsten am weitesten davon entfernt, so dass dergleichen dann eine gewisse Aehnlichkeit mit einer Mulde gewinnt, es ist aber natürlich ein Zusammenhang der beiden »Flügel« dieser Mulde im Untergrunde noch weit weniger zu erwarten, als bei den meisten sonstigen sogenannten Mulden, und die jüngsten, in der Mitte liegenden Schichten, sind durch eine in ihrem Streichen verlaufende Verwerfung von einander getrennt, abgesehen von

allerlei ebenfalls annähernd im Streichen der »Flügel« liegenden Knickungen, Stauchungen, kleineren Verwerfungen etc., welche oft, jede für sich allein, zu unbedeutend sind, um ohne besonders günstige Aufschlüsse wahrnehmbar zu sein und um auf einer selbst recht speciellen geologischen Karte dargestellt werden zu können, welche aber zur Folge haben, dass die Mächtigkeit einzelner Schichtenfolgen dann zu gross oder, noch häufiger, zu gering erscheint, dass die betreffende Etage dann »verdrückt« oder »verquetscht« erscheint, wie dies gewöhnlich ausgedrückt wird. Bei solchen in Gräben liegenden Profilen ist daher stets die Möglichkeit des Vorhandenseins von Verschiebungen der Schichten oder Verwerfungen im Auge zu behalten, so lange nicht deren Fehlen durch einen vollständig lückenlosen, einwandfreien Aufschluss nachgewiesen werden kann; die geringste verrutschte Stelle in einem solchen Aufschluss ist verdächtig, eine Störung zu verbergen, da gerade in der Nähe von Störungen die Schichten oft zerrüttet sind und deshalb leichter herabrutschen.

Solche scheinbaren Mulden sind übrigens niemals sonderlich lang, da entweder durch einen Querbruch oder durch Auskeilen mindestens der eine Flügel bald verschwindet. Ein recht interessantes Beispiel für dergleichen bietet der in mittleren Buntsandstein versenkte Graben, welcher zwei Kilometer nördlich von Hersfeld vom »Felsenkeller« aus nach Westnordwesten verläuft. Am Fuldathale ist nur auf seiner Südsüdwestseite Wellenkalk sichtbar; zwischen der Abdeckerei und dem Gute Wehneburg enthält er jedoch auf ca. 600 Meter Länge eine scheinbare Mulde von ca. 250 Meter Breite, deren Südsüdwestflügel Wellenkalk und mittleren Muschelkalk zeigt, nach Westnordwesten aber immer schmaler wird, während der Gegenflügel Chirotheriensandstein, Röth, Wellenkalk, mittleren Muschelkalk und Trochitenkalk enthält, und zwar so, dass diese Schichten nach der Mitte des Grabens hin immer steiler einfallen, während bei einer wirklichen Mulde das Umgekehrte erwartet werden müsste, und dass mit dem Schmalerwerden der Spalte nach Westen (und auch dem Ansteigen des Terrains) zuerst der Chirotheriensandstein und dann der Röth verschwindet, so dass dann der Wellenkalk am Rande der Spalte unmittelbar an mittleren

Buntsandstein anstösst. Der Trochitenkalk verläuft aber in einem schmalen Wall von ca. 250 Meter Länge ziemlich genau von Osten nach Westen, also etwas schräg zum Streichen des Grabens. Ganz ähnlich liegt übrigens auch ca. zwei Kilometer weiter nach Westnordwesten bei Heenes in der Mitte desselben Grabens der Trochitenkalk schräg zum Streichen desselben. Zwischen Heenes und Wehneburg liegt in dem Graben in sehr verschiedener Ausdehnung, meist nur auf einer Seite, seltener auf beiden, Wellenkalk und auch Röth. Die Mitte ist von Lehm bedeckt, welcher streckenweise bis an den Südrand der Spalte oder selbst darüber hinaus reicht.

Besonders lehrreich ist auch der in tiefen Wasserrissen zum Theil schön aufgeschlossene Graben im Buntsandstein bei Angersbach bei Lauterbach, der freilich auf der Ludwig'schen geologischen Karte nichts weniger als richtig dargestellt worden ist. Auf beiden Seiten des Lauterbaches resp. der Eisenbahn sind in grosser Mächtigkeit steil einfallende rothe Mergel des Gypskeupers, aber auch Lettenkohle, Steinmergel und Rhätkeuper sichtbar, nach Südwesten aber auch Muschelkalk und Schichten des unteren Lias mit *Amm. angulatus* und *A. Johnstoni*, um dann unter Tertiärbildungen und Basalt zu verschwinden.

In einzelnen Fällen wird die Aehnlichkeit eines Grabens mit einer Mulde wohl dadurch etwas grösser, dass die in der Mitte liegenden jüngsten Schichten flacher geneigt sind, als die übrigen, an den Seiten liegenden, so zum Beispiel bei Winterscheid nordwestlich von Neustadt, nordöstlich von Marburg, wo Trochitenkalk auf fast 250 Meter Länge muldenartig in der Mitte eines Grabens im mittleren Buntsandstein liegt; derselbe ist aber durch Verwerfungen isolirt und beispielsweise nach Südwesten nur durch mittleren Muschelkalk vom Röth getrennt; der Wellenkalk fehlt hier. Im Fortstreichen des Grabens, sowohl nordwestlich der Cassel-Frankfurter Strasse, als auch südöstlich von Winterscheid ist dagegen steiler einfallender Wellenkalk sichtbar. Der Graben ist aber an der zuerst erwähnten Stelle ziemlich breit, und es mag hier zuerst ein kurzer Keil eingesunken sein ohne erhebliche Aenderung der Neigung der Schichten, und dann mögen von

beiden Seiten längere, schmale Schollen, stärker sich neigend, nachgestürzt sein. In anderen Fällen ist der Bau solcher Gräben noch wesentlich komplicirter, und zwar gilt dies vor Allem von den in Muldenspalten liegenden, die zugleich gewöhnlich erheblich breiter sind.

Wie aus der Skizze Fig. A ersichtlich ist und schon oben erwähnt wurde, divergiren die Muldenspalten nach unten, und es ist somit von vornherein nicht wohl denkbar, dass durch einfaches Hinabrutschen eines von den Wandungen gelösten Keiles eine solche Muldenspalte vollständig ausgefüllt werden könnte, vielmehr werden wiederholt Einstürze und Abrutschungen von den Seiten her erfolgen müssen, bis die Spalte nur einigermassen ausgefüllt ist; diese Abrutschungen werden selten unter so übereinstimmenden Bedingungen erfolgen, dass die abgerutschten Schichten genau dasselbe Einfallen erhalten und nachher scheinbar ungestört neben einander liegen, sondern es lassen sich dann oft eine ganze Reihe verschieden und verschieden stark einfallender, getrennt eingesunkener Schollen verschiedener Schichten nachweisen, oft genug zwischen je zwei flacher einfallenden eine schmälere, steil einfallende Schicht. In der Gegend von Göttingen-Kreiensen dient gar häufig der mürbe, aber mächtige Gypskeuper gleichsam als Ausfüllungsmaterial zwischen Schollen älterer Gesteine; in anderen Fällen tritt dafür Tertiärgebirge ein.

Gar häufig fallen die Schichten neben einander liegender Schollen nach verschiedenen Seiten ein, häufig auch die an den Rand des Grabens stossenden gegen den Rand hin resp. entgegengesetzt, wie die jenseits desselben anstehenden Schichten. So fällt bei Hardegsen, nordnordwestlich von Göttingen, der mittlere und obere Buntsandstein, und (im Bahneinschnitt aufgeschlossen) der untere und mittlere Muschelkalk ziemlich gleichmässig nach Osten, nach der Leinethalspalte zu ein; östlich von einer zum Theil mit Keuper erfüllten Verwerfung folgt dann, nach Westen einfallend, oberster Muschelkalk und darunter Trochitenkalk, welcher gegen das östliche Ende des Bahneinschnittes noch mehrere Brüche zeigt; dann folgt nach Osten Gypskeuper. Aeusserst selten ist dergleichen in solcher Klarheit sichtbar, selten auch ist der Wellenkalk in gleicher Vollständigkeit aufgeschlossen.

Ebenso fällt westlich von Elliehausen bei Göttingen, am Wege nach Esebeck, der Rhätkeuper ziemlich steil nach Westen ein bis an die westliche Bruchlinie der Leinethalspalte, während auf deren anderer Seite Schichten der Lettenkohle und des obersten Muschelkalks nach Osten einfallen, freilich noch von kleineren Störungen durchsetzt.

Oefters liegen einzelne Schollen mit ihrer Begrenzung — abgesehen vom Streichen ihrer Schichten —, schräg zur Richtung der Spalte; dies ist dann wohl zum Theil dadurch zu erklären, dass die Scholle sich an einem Ende früher resp. schneller als an dem anderen aus ihrer ursprünglichen Lage ablöste und somit im Moment ihres Absturzes schief hing, wie ja Aehnliches gar häufig an steilen Muschelkalk-etc.-Abstürzen beobachtet werden kann. Ganz unabhängig vom Einfallen der Schichten liegen häufig die jüngsten, vorhandenen Schichten nicht in der Mitte, sondern am Rande des Grabens, zum Theil wohl, weil sie, gewissermassen stufenförmig abgesunken, über dem Bereich der Flusserosion liegen und erhalten blieben, zum Theil sanken sie wohl auch in der Mitte der Spalte unter das Thalniveau und sind jetzt durch Alluvionen verhüllt. Es können sich eben an jeder Seite der Spalte alle Erscheinungen wiederholen, die sonst am Rande grösserer Einbrüche beobachtet worden sind und zum Theil von Suess und Anderen geschildert wurden.

Besonders bei Muldenspalten ist aber häufig die Erscheinung zu beobachten, dass von einer oder von beiden Seiten her die Schichten nach dem Graben zu ein steileres Einfallen annehmen, und zwar nicht selten ganz plötzlich und an einer bedeutenderen Bruchlinie, so dass es dann wohl zweifelhaft bleiben kann, ob diese als eine primäre Bruchlinie anzusehen ist (vergl. Fig. B), oder ob sich hier, nachdem die Spalte grossentheils durch Einstürze ausgefüllt war, von dem nun übrig gebliebenen Rande der Spalte ein Keil abgelöst und auf die Spaltenausfüllung gewissermassen seitlich aufgelegt hat, ohne herabzustürzen. In die hierbei entstandene Spalte kann dann wohl ein anderer Keil herabsinken, so dass dann zwischen diesem und dem Hauptgraben eine

mehr oder minder schmale Zone in höherem, ursprünglichem Niveau stehen bleibt, oder, nach Nivellirung durch die Erosion, ein Streifen älterer Schichten zwischen jüngeren. Vielleicht sind so Erscheinungen zu erklären, welche Herr Choffat in Portugal beobachtet und von denen er mir mündlich Mittheilung gemacht hat.

In dieser Weise ist wohl auch das Profil zu deuten, welches Pröscholdt im letzten Bande dieses Jahrbuches (1884) Taf. XII, Fig. 2 dargestellt hat. Auch die interessanten Profile etc., welche Bücking aus dem »südwestlichen Thüringer Walde« in diesem Jahrbuche 1881, S. 60, Taf. II beschrieb und abbildete, illustriren dergleichen Vorgänge sehr schön, namentlich No. 4, 5 und 10, mit der Maassgabe, dass hier die abgekippten Streifen älteren Gesteins ein ziemlich steiles Einfallen angenommen haben, während bei den von E. Schmidt veröffentlichten Profilen von der Wachsenburg in Thüringen (dieses Jahrbuch 1883, S. 267, Taf. XXI) das Einfallen wenigstens theilweise schwächer geblieben ist. (Die dabei ausgeführten Constructionen und Conjecturen sind freilich wohl erheblich zu modificiren.) Es scheinen aber diese Störungen zusammenzuhängen mit dem ausgedehnten Einbruch des Keupers nach Nordosten zu, während südwestlich der Muschelkalk stehen blieb.

In anderen Fällen biegen sich die Schichten scheinbar nach der Spalte zu herab, indem entweder eine grössere Zahl von Zerreissungen, mit Brocken des Nebengesteins ausgefüllt, einen allmählichen Uebergang zu steilerem Einfallen vermittelt, oder indem das ganze Gestein zerrüttet und aus seinem Zusammenhang gefallen ist, liegt, etwa wie plattige Gesteine an steilerer Böschung gewissermassen als Abhangsschutt, ohne dass es in beiden Fällen möglich wäre, dieses thatsächliche Verhalten auf einer geologischen Specialkarte zur Anschauung zu bringen. Solche Absenkungen der Schichten sind keineswegs selten, aber nicht immer sicher zu erkennen. Erleichtert wird dies namentlich dann, wenn irgend eine leichte erkennbare Bank, etwa des Muschelkalks, an dem betreffenden Abhang zu Tage tritt. Ich kenne dergleichen Verhältnisse bei Mengershausen und Volkerode sowie bei Elliehausen bei Göttingen

zwischen Borsch und Bremen bei Geisa (Rhön) etc., während recht zerrütteter Wellenkalk am Nordabhang des Stallberges bei Hünfeld und südwestlich von Borsch, am Wege nach Rasdorf, südlich von Dransfeld etc. beobachtet werden kann.

Es kann nun einerseits keinem Zweifel unterliegen, dass schon vor der Entstehung dieser Gräben die Erosion grosse Schichtenkomplexe fortgeführt hat, und hierdurch dürfte es sich im Wesentlichen erklären, dass in manchen Gegenden Mitteldeutschlands Keuper, Lias und Tertiärgebirge in den Grabenversenkungen nicht angetroffen werden, obwohl sie in solchen, eventuell in denselben, nicht weit davon vorhanden sind, gewöhnlich indem das Nebengestein der Gräben ebenfalls wechselt —, dass ferner das Tertiärgebirge selbst bald auf Buntsandstein, bald auf Muschelkalk, Keuper etc. liegt, oft genug in muldenartigen Auswaschungen auf der Grenze zweier Formationsglieder. Andrerseits ist die Wirkung der Erosion auch nach Entstehung der Gräben eine ganz gewaltige gewesen, ist doch in unmittelbarer Nähe derselben, obgleich darin Schichten des Muschelkalkes, Keupers, Lias, Tertiärgebirges oder bei Echte und Dannhausen sogar mittlerer und oberer Jura bis zum oberen Kimmeridge hinauf eingesunken sind, in der Regel keine Spur dieser Gesteine mehr vorhanden, sondern auf meilenweite Entfernung hin nur Buntsandstein oder eventuell Muschelkalk; geben doch gar häufig in der Gegend von Marburg bis Cassel, Münden, Göttingen, im Reinhardswald und Solling, nordwestlich vom Stadtberge etc. einzelne, vermöge ihrer Härte und ihres Gewichtes unverwittert liegen gebliebene Blöcke von Knollenstein (Tertiär-Quarzit) noch Kunde einer einstigen, weit verbreiteten Decke von Tertiärbildungen auf Buntsandstein-, Muschelkalk- etc. Plateau's. Beiden, der früheren wie der späteren Erosion, mag es ferner zuzuschreiben sein, dass nur durch ganz vereinzelte, versenkte Lias-Fetzen bei Göttingen, Eichenberg, in Cassel, bei Berge und Lehndorf, bei Wabern, Angersbach bei Lauterbach direkt nachgewiesen werden können, dass ferner ein wirklicher Zusammenhang des norddeutschen Lias-Meeres nach Eisenach-Gotha und über Coburg mit dem süddeutschen existirt hat.

Die Mächtigkeit der solchergestalt fortgeführten Gebirgsmassen hat stellenweise sicher über 1000 Meter betragen. Die Erosion hat aber unzweifelhaft weit mehr die in früherem Niveau liegen gebliebenen Schichten zerstört, als die eingestürzten, wie sich schon daraus ergiebt, dass, wie eben erwähnt, unter diesen fast immer solche sich befinden, die auf der ursprünglichen, höheren Lagerstätte vollständig fortgespült worden sind.

Es ergiebt sich hieraus aber weiter, dass Thäler und Thalbecken in unserem Gebiete weit weniger der Erosion als dem Einsturz, der Versenkung ihre Entstehung verdanken, und bei jedem Thal wird man von vornherein vermuthen dürfen, dass es unter seiner Diluvial- und Alluvial-Decke eine Spalte oder Graben-Versenkung birgt, selbst wenn nicht, wie so häufig bei genauerer Untersuchung, an einzelnen Stellen die versenkten jüngeren Schichten sichtbar werden. Beispiele, wo Thäler nicht durch die Erosion ausgetieft, sondern im Gegentheile durch Lehm etc. theilweise ausgefüllt worden sind, habe ich im vorigen Bande dieses Jahrbuches ausführlicher beschrieben.

Natürlich bilden festere Gesteine — in dem mir näher bekannten Gebiete hauptsächlich Wellenkalk, Trochitenkalk und Rhätkeuper-Quarzit — auch in den Gräben und Versenkungen stets Hervorragungen, sobald dieselben irgendwie der Erosion ausgesetzt waren, und zwar bilden grössere, zusammenhängende Schollen bei flacher Neigung an ihren Rändern, falls diese nicht von Lehm etc. verhüllt sind, scharfe Terrainkanten, bei stärkerer Neigung dagegen fast gangartige Wälle oder Dämme, welche sofort und mit Sicherheit das Streichen der Schichten erkennen lassen [1]). Besteht dagegen die Ausfüllung des Grabens mehr aus einzelnen Blöcken, so ragen die Muschelkalk- etc.- Blöcke oft genug

[1]) Es ist dies zum Theil gut erkennbar auf dem Profil durch das Leinethal, welches O. Lang mitgetheilt hat (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1880, Taf. 29); dasselbe ist freilich nicht ganz richtig, die Zahl der Bruchlinien ist erheblich grösser, und gehören dieselben theils der Südnordrichtung, theils, westlich Harsta, der Nordwestrichtung an.

aus flacher Umgebung in ähnlicher Weise hervor, wie etwa ein *tumulus* (Hünengrab) oder ein kleiner Basaltkegel. Gerade dergleichen wurde wohl zum Theil von MOESTA in diesem Jahrbuche als prähistorische Erdfälle, veranlasst durch Auslaugung von Gyps und Steinsalz gedeutet. Ich habe aber in meinen beiden früheren Aufsätzen darauf hingewiesen, dass ganz häufig auch kesselförmige Vertiefungen der Erdoberfläche vorkommen, welche in der That derartigen Erdfällen gleichen, und durch Erosion nicht entstanden sein können, da kein Gewässer dort fliesst oder das Wasser nach keiner Seite natürlichen Abfluss hat, sondern in Teichen, Seen, Sümpfen etc. stehen bleibt. Es liegen solche Becken vielfach nachweislich auf der Kreuzungsstelle von Bruchlinien resp. Gräben, wie kleinere rundliche oder langgestreckte Vertiefungen nicht selten da zu finden sind, wo Spalten (von Verwerfungen begleitet oder nicht) durchsetzen. Dass an den Kreuzungsstellen von Spalten und Gräben erweiterte Becken auftreten, erklärt sich ganz einfach dadurch, dass in den später gebildeten Graben aus dem früher entstandenen da, wo er ihn durchsetzt, nicht soviel Ausfüllungs-Material hineinstürzen konnte, als aus den auf beiden Seiten desselben noch in ursprünglichem, höherem Niveau anstehenden Schichten.

Diejenigen Versenkungsbecken, deren Entstehung in eine ältere Zeit fällt, resp. die nicht etwa noch in späterer Zeit wieder nachgesunken sind, wurden nun freilich inzwischen ganz oder doch grösstentheils von Diluvial- und Alluvial-Bildungen wie Sand, Lehm, Torf sowie auch wohl Deltabildungen ausgefüllt, und erscheinen oft dem Auge nur wie mehr oder weniger ausgedehnte, mit mächtigen Lehm- etc. Massen erfüllte Thalbecken, wie ich dergleichen besonders auf der Westseite des Harzes in Hessen und der Rhön aus eigener Anschauung kenne.

In dieser Weise erkläre ich mir die Entstehung einzelner Torfmoore, so z. B. in der Gegend von Kirchhain bei Marburg, bei Wehrda und bei Grossenmoor bei Langenschwarz (Kreis Hünfeld). Es sei hier übrigens erwähnt, dass ich auch am Südrande des Grossenmoores eine grabenartige Einsenkung der Erdoberfläche parallel der Längsrichtung des Moores beobachtete.

Falls eine mächtigere Ausfüllung von Lehm etc. vorhanden ist, so sind freilich günstige Aufschlüsse zur Feststellung des Sachverhaltes erforderlich. So ergaben zum Beispiel Kanalbauten am Güterbahnhofe und tiefe Fundamentausgrabungen in der Bürgerstrasse in Göttingen im vorigen Sommer das Vorhandensein eines ausgedehnten Lagers mehrere Meter mächtiger, grauer Sande und Thone mit Süsswassermollusken; ausser Unionen waren dies zahllose *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, die Arbeiter fanden aber in diesen Schichten am Güterbahnhofe auch eiserne Hufeisen und Pferdeknochen. Es scheint hiernach das Leinethal bei Göttingen noch in historischer Zeit einen etwa einen Kilometer breiten See enthalten zu haben; auch die weit ausgedehnten, mächtigen, vielfach von Lehm bedeckten Kalktufflager von Rossdorf, Grone, Lenglern, Harste etc. bei Göttingen sind meist deutlich geschichtet, und enthalten fast nur Süsswassermollusken, *Limnaeus*, *Bithynia etc.* und sind unzweifelhaft aus grossen Teichen oder kleinen Seen abgelagert; sie liegen aber in flachen Depressionen des Leinethal-Grabens und sind durch flache Erhebungen von Keuper und Lias von einander getrennt, nach der Leine zu aber zum Theil künstlich durch tiefe Gräben entwässert; diese Wasserbecken können nicht wohl durch Erosion entstanden sein, und der Kalktuff wurde von den starken Quellen ausgeschieden, welche aus den Haupt-Grenzspalten des Leinethal-Grabens entspringen; es liegt also die Wahrscheinlichkeit nahe, dass Senkung an diesen Spalten Veranlassung zur Bildung der Wasserbecken gab.

Wie von Suess besonders hervorgehoben wurde, dass einzelne Inseln durch Einstürze nach allen Seiten hin isolirt worden sind, so ist Aehnliches auch gelegentlich auf dem Festlande zu beobachten, und zwar um so sicherer, als die Versenkung der Schichten ringsum in grösserer Ausdehnung auch wirklich nachgewiesen werden kann. So fand ich zum Beispiel vor etwa 10 Jahren bei geologischen Aufnahmen in der nördlichen Rhön, östlich von Hünfeld, dass der kegelförmige Stallberg, welcher sich bis zu 540 Meter über dem Meere erhebt, eine solche Insel bildet; er besteht, abgesehen von seiner Basaltkuppe von etwa

23 Meter Höhe, aus flach einfallendem mittlerem Buntsandstein, Röth und unterem Muschelkalk und ist nach allen Seiten durch Brüche isolirt; ringsum ist in den Thalsohlen und an den flachen Gehängen in einer Meereshöhe von etwa 360 bis 430 Metern fast nur oberer Muschelkalk und, häufiger, Keuper zu finden, vielfach durchsetzt zon jüngeren Basalten, Tephrit etc., während Buntsandstein und Wellenkalk erst in meilenweiter Entfernung wieder in gleichem Niveau auftritt; also ist hier eine Versenkung von 150 bis 250 Meter Höhe erfolgt.

Wie ich durch die Betrachtung, dass die oft so unregelmässig erscheinenden Terrainformen wesentlich durch Einbrüche bedingt sind, und dass diese seiner Zeit Erdbeben zur Folge gehabt haben müssen, deren Zusammenhang mit der Structur der Erdrinde auf umgekehrtem Wege folgerte, wie Andere, die von den neuerdings erfolgten Erdbeben ausgingen, so möchte ich hier darauf hinweisen, dass es keineswegs auffällig ist, wie man wohl gemeint hat, dass Erdbeben oft am stärksten in Orten verspürt worden sind, welche auf Alluvium in Thalsohlen liegen, wie Gross-Gerau. Es erscheint dies ganz selbstverständlich, wenn man berücksichtigt, dass die Flussthäler so häufig auf Spalten liegen, Gross-Gerau auf der Rheinthal-Spalte.

Ueber die Sprunghöhe einzelner Dislokationen habe ich bereits früher einzelne Daten angeführt, ebenso wie ihren ursächlichen Zusammenhang mit dem Empordringen von Basalt und anderen Eruptivgesteinen [1]).

Ich möchte hier noch hinzufügen, dass sich hierdurch auch höchst einfach die Erscheinung erklärt, dass der Basalt so häufig grössere und kleinere Blöcke jüngerer Gesteine umschliesst oder von solchen begleitet wird (Muschelkalk, Jura etc.), die nicht in gleichem Niveau oder überhaupt nicht in näherer und weiterer Umgebung vorhanden sind; der Basalt ist eben durch einen

[1]) Vielleicht ist auch das Hervorquellen von Lava der Jetztzeit am besten dadurch zu erklären, dass unter Erdbeben auf Längs- oder Querspalten Einstürze erfolgen, welche, abgesehen von der Wirkung überhitzter Wasserdämpfe, die flüssige Lava mechanisch empordrücken.

Graben, zwischen eingestürzten Massen hindurch, emporgedrungen.

Zu bemerken ist ferner, dass nach Allem, was ich gesehen habe, der Basalt weit häufiger aus Muldenspalten als aus Sattelspalten hervorgekommen ist. Es kann dies wohl zum Theil dadurch erklärt werden, dass die unten weiter klaffenden Muldenspalten leichter dem Basalt den Durchtritt gewährten, vielleicht ist aber hiermit noch verbunden zu denken, dass bei der Sattel- und Mulden-Knickung vor allem in den Muldenlinien ein Druck auf die Unterlage ausgeübt und diese, falls sie feurig-flüssig resp. plastisch war, durch die entstandene Spalte emporgepresst wurde.

Hier sei zunächst ein gutes Beispiel für das Auftreten von Basalt auf einer Muldenspalte erwähnt (Siehe das Profil Taf. I, Figur E). Westlich von Buttlar bei Geisa, südlich von der Chaussee nach Hünfeld senkt sich der Wellenkalk, zum Theil zerrüttet und von kleinen Verwerfungen durchsetzt, von beiden Seiten, von Nordosten und Südwesten her herab; darüber folgt mit etwas steilerem Einfallen mittlerer und dann oberer Muschelkalk, Trochitenkalk wie Ceratitenkalk, und beide Flügel dieser Schichten stossen in der Muldenlinie ziemlich genau auf einander, zeigen aber deutlichen Wechsel des Einfallens. In der Mittellinie dieser scheinbaren Mulde, im Bereich der Ceratitenschichten, nach Südosten von Lehm und Schotter verhüllt, verläuft jedoch ein Gang von Nephelin-armem Feldspathbasalt von mindestens 600 Meter Länge und 50 bis 70 Meter Breite und liefert den Beweis, dass diese Mulde in ihrer Muldenlinie in der That durch eine Spalte unterbrochen ist. Einzelne mehr kegelförmige Basaltvorkommnisse liegen im Uebrigen noch mehrfach im Fortstreichen dieser Störung auf einzelnen Spalten.

Ferner habe ich an vielen Stellen in der Rhön, der Gegend von Giessen, Kassel, Göttingen die Bemerkung gemacht oder machen hören, dass diejenigen Braunkohlenbildungen, welche von Basalt durchbrochen und überlagert sind, »nach dem Berge zu einfallen«, also eine Mulde bilden, deren Mitte von Basalt durchbrochen ist und zugleich annähernd unter der höchsten Erhebung des Bergrückens liegt. Falls aber das Braunkohlengebirge noch

in so grosser Ausdehnung vorhanden ist resp. die Mulden so schmal sind, dass deren zwei neben einander liegen, wie im Habichtswald bei Cassel, am Brunsberg und Hengelsberg bei Dransfeld (siehe das Profil Taf. I, Fig. F), so ist auch wohl in der Sattellinie zwischen den beiden Mulden ein Längsthal vorhanden, welches theils durch die Sattelspalte, theils durch nachfolgende Erosion gebildet ist. Die geognostischen Profile vom Meissner und Hirschberge, welche Moesta zum Theil auf Grund bergbaulicher Aufschlüsse in seiner Dissertation (Geologische Schilderung der Gegend zwischen dem Meissner und dem Hirschberge in Hessen, Marburg 1867) abbildete, liefern hierfür zum Theil schon Belege, wenn auch diese Profile nicht durchweg richtig sind. Diese Erfahrung über die Lagerung der Braunkohlen, sowie die Thatsache, dass diese sehr oft direkt oder doch ganz nahe unter dem Basalt liegen, dürfte vor allem zu beachten sein, wenn es sich darum handelt, Braunkohlenlager im mittleren Deutschland aufzusuchen.

In Bezug auf den Verlauf der Gräben resp. der Mulden- und Sattelspalten muss ich zunächst wiederholt darauf hindeuten, dass sie oft recht schwer oder auch streckenweise gar nicht direkt nachweisbar sind, indem sie ganz gewöhnlich in Thalsohlen oder Depressionen liegen und mehr oder weniger vollständig durch jüngere Bildungen verdeckt sind. Dies ist auch der Grund, weshalb sie früher so oft übersehen und auf den älteren resp. nicht speciellen geologischen Karten selten angegeben worden sind, auf denen so häufig dieselbe Formation für die Thäler angenommen wurde, aus welcher deren Ränder bestehen, während den neueren Aufnahmen genauere topographische Karten und bessere Aufschlüsse durch Eisenbahnbauten etc. zu Statten kommen. Wenn aber zwischen zwei Stellen, an denen Versenkungen etc. nachgewiesen werden können resp. in deren Fortstreichen ein Thal vorhanden ist, so kann man nach Obigem mit genügender Sicherheit annehmen, dass die Fortsetzung jener Spalte Veranlassung zur Bildung jenes Thales gegeben hat und darunter verborgen ist.

In anderen Fällen, wo die Spalten sehr eng und nur durch Brocken des Nebengesteins ausgefüllt sind, lassen sie sich als

solche oft nur durch Zerrüttung des umgebenden Gesteins und plötzlich eintretendes steileres Einfallen einigermassen erkennen.

In beiden Fällen kann die Verfolgung des Verlaufes von Spalten erhebliche Schwierigkeiten besonders dann bieten, wenn dieselben ziemlich plötzlich ihre Richtung ändern, also z. B. von einer nordnordwestlichen Richtung zu einer westnordwestlichen übergehen (oder umgekehrt), wie dies keineswegs selten ist. An diesen Biegungen verläuft gewöhnlich eine Radialspalte nach aussen (in diesem Falle also nach Nordosten), mitunter auch mit ihr divergirend noch eine zweite; ausserdem findet dort oft eine Gabelung der Spalten statt, sowie eine Verbreiterung oder Verengerung. Vielfach lässt sich nachweisen, dass eine Verbreiterung zusammenfällt mit einer Gabelung des Grabens (resp. umgekehrt eine Verschmälerung mit einer Vereinigung oder Schaarung zweier Gräben). Bei einer solchen Gabelung oder Spaltung habe ich aber mehrfach beobachtet, dass einer oder zwei Aeste, meist die am meisten in der ursprünglichen Richtung fortlaufenden, allmählich enger werden und verschwinden, oder plötzlich an einem zwei der Spalten verbindenden oder auslösenden Querbruch aufhören, so dass hierdurch eine dreieckige, mehr oder minder tief eingesunkene Scholle abgegrenzt wird.

Es gewinnt dann den Anschein, als höre der Graben mit einer ausgedehnteren Versenkung auf, während in Wirklichkeit eine vielleicht ganz schmale, unbedeutende, leicht zu übersehende Spalte in etwas abweichender Richtung weiter fortsetzt, um erst in einiger Entfernung, vielleicht unter Wiederaufnahme der alten Richtung, wieder grössere Dimensionen zu gewinnen. Man ist dann wohl bei mangelhaften Aufschlüssen zu der Annahme geneigt, dass für die, wie oben erwähnt, aufhörende Hauptspalte eine in gleicher Richtung laufende Nebenspalte entstanden ist und sich zur Hauptspalte ausgebildet hat.

Wenn es nun auch nach den bis hierher geschilderten Beobachtungen und Anschauungen im Allgemeinen leicht sein wird, ein klares Bild der in speciellen Fällen vorliegenden Erscheinungen und Vorgänge zu erhalten, so sind doch die Einzelheiten immer wieder so verschieden, dass ich doch stets bei jedem neuen Gra-

ben, den ich kennen lernte, auch wieder ein in irgend einem Punkte abweichendes Verhalten beobachtet habe. Besonders schwierig zu entziffern sind aber die Verhältnisse da, wo in verschiedenen Richtungen streichende Spaltenzüge nebst den dazu gehörigen Quer- oder Radialspalten sich kreuzen, wie in der Gegend von Eichenberg-Göttingen-Kreiensen, also auf der West- und Südwestseite des Harzes.

Leider bedeckt hier meistens Lehm die tiefer eingesunkenen Schollen und die Bruchlinien selbst, so dass gewöhnlich nur die in höherem Niveau stehen gebliebenen, oft recht kurzen Schichtenfetzen Zeugniss ablegen von den erfolgten Dislokationen. Oft tauchen hier nur kurze Rücken von stärker geneigtem, unterem oder oberem Muschelkalk aus der Lehmdecke hervor (so zwischen Edesheim und Echte), welche bunt durch einander bald ein nördliches oder westliches, ein nordwestliches oder nordöstliches Streichen besitzen, entsprechend den zwei dort vorherrschenden Bruchrichtungen mit ihren Radialspalten. Es treten aber auch schmale, von Süden nach Norden verlaufende Streifen auf (z. B. von oberem Muschelkalk, von Gypskeuper umgeben), deren Schichten ein nordwestliches Streichen besitzen und dasselbe ohne Zweifel angenommen hatten, ehe die Schollen an einer Nordsüdspalte abbrachen. Dergleichen ist südlich und nördlich von Elliehausen bei Göttingen durch Steinbrüche aufgeschlossen.

Auch hieraus ergiebt sich, dass, wie ich in meinen früheren Aufsätzen ausgeführt habe, die nach Norden gerichteten Spalten jünger sind, als die Südost-Nordwest-Spalten. Es wird dies auch bestätigt und erweitert durch eine wichtige Beobachtung von Pröscholdt[1]), dass nämlich in der östlichen Rhön die älteren Basalte in mächtigen, von Südosten nach Nordwesten verlaufenden Gängen auftreten, die jüngeren Basalte dagegen, welche die Tuffe und Braunkohlenablagerungen durchsetzen, zeigen vorherrschend nordsüdliches Streichen, wenn sie in Gangform auftreten. Eine nordsüdliche »Rhön-Richtung« hatte übrigens schon Emmerich mehrfach hervorgehoben, und auch ich habe wiederholt dieser

[1]) Dieses Jahrbuch für 1884, S. 259.

Richtung folgende Basaltgänge bei Dermbach etc. beobachtet, doch nicht in Berührung mit Tertiärbildungen.

Alle diese Nordsüdspalten sind aber wohl aufzufassen als Parallelspalten zu der Hauptbruchzone, welche, wie ich im vorigen Jahre bereits ausführte, von den Alpen durch das Rheinthal und Leinethal bis in die Gegend von Hildesheim verfolgt werden kann, vermuthlich aber unter der Decke von nordischem Diluvium noch weiter fortsetzt und auch noch von anderen Nebenspalten begleitet wird.

Diese Hauptbruchlinie gewinnt aber eine noch grössere Bedeutung dadurch, dass sie augenscheinlich mit einer anderen in engste, ursächliche Verbindung zu bringen ist, die vom Mittelmeer in gleicher Richtung mindestens bis in die Höhe des Nordrandes der Alpen, vielleicht aber sogar bis in die Eifel verläuft.

Das Rhonethal birgt nämlich nach Angabe Torcapel's[1]) eine grosse Bruchlinie, und das Saonethal setzt in derselben Richtung weiter. Im Fortstreichen folgt aber das Moselthal von Nancy bis Diedenhofen und die Trias-Einsenkung Bittburg-Hillesheim-Call, und wenn diese wohl auch auf eine ältere Einsenkung der Erdrinde schliessen lässt, so zeigen doch wenigstens in diesem Gebiete die geologischen Specialkarten von Weiss und Grebe, sowie die Abhandlungen und Karten von Grebe[2]) aufs Klarste, dass hier eine Reihe von Dislokationen in den mesozoischen Schichten in der Richtung nach Norden und Nordnordosten auftritt. Wenn dieselben nördlich von Echternach zum Theil etwas weiter nach Osten umbiegen, so ist dies vielleicht dadurch verursacht, dass der nahe Rand der paläozoischen Schichten sich nach Nordosten hin zieht. (Siehe die Bemerkung am Schluss.) Es ist also immerhin zunächst eine gewisse Wahrscheinlichkeit vorhanden und zu prüfen, dass die Bruchlinie vom Mittelmeer und Lyon bis hierher reicht und event. mit der Rheinthalspalte in Verbindung steht, unter Anderen durch die Bruchlinien längs

---

[1]) Etude des terrains traversés par la ligne de Nîmes à Givors, Montpellier 1884.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1881, S. 453, Taf. 12 und 1883, S. 462, Taf. 28.

des Jura und etwa durch das Doubs-Thal und dessen nordöstliche Fortsetzung. (Vielleicht sind solche Brüche bis nach Regensburg hin vorhanden; wenigstens reicht bis hierher das gleiche Gebirgsstreichen.) Als Parallelspalten gehören hierzu wohl die südwestnordöstlichen Vogesenspalten (Benecke, Abriss der Geologie von Elsass-Lothringen 1878) und die Odenwald-Spalten (Benecke und Cohen, Geogn. Beschr. der Umgegend von Heidelberg, 1879, II, S. 595), zu welchem dort die Nordwestspalten vielleicht nur als Querspalten gehören. Es wäre dies ein durchaus ähnliches Verhalten, wie ich es in weit kleinerem Maassstabe bei Spalten in der Rhön und westlich vom Harzrande beobachtet und oben erwähnt habe.

Diese Bruchlinie würde also vom Mittelmeer über 9 Breitengrade (rund 1000 Kilometer) bis Hildesheim, wahrscheinlich aber noch unter der Diluvialdecke viel weiter reichen, während die Ausdehnung der Südost-Nordwest-Spalten von Osnabrück bis Linz mindestens 900 Kilometer beträgt.

Südwest-Nordost-Spalten, welche Pröscholdt[1]) aus der östlichen Rhön anführt, kenne ich nicht in grösserer Ausdehnung, auch nicht als selbständige Störungen in den mesozoischen Schichten Norddeutschlands, sondern nur als Querbrüche zu den Nordwestspalten oder als etwas mehr nach Osten abweichende Süd-Nord-Spalten, die ja an und für sich schon typisch mit einem Strich nach Osten gerichtet sind. Ich vermuthe aber, dass Pröscholdt ebenfalls in dieser Weise zu deutende Spalten beobachtet hat, da er anführt, das südwestliche und das nordsüdliche Spaltensystem durchsetzten sich gegenseitig. Ich kann daher eine Beziehung der Spaltensysteme der mesozoischen und jüngeren Schichten zu dem südostnordwestlichen Spaltensystem der paläozoischen Schichten im mittleren und nordwestlichen Deutschland nicht für nachgewiesen halten.

Wie sich nun für die Bruchlinien der Süd-Nord-Richtung eine weit grössere Ausdehnung ergeben hat, so hat sich auch herausgestellt, dass die Spalten der Südost-Nordwest-Richtung eine viel

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. XLVIII und 1884, S. 249.

grössere Verbreitung haben, je weiter ich genaue Angaben über den geologischen Bau einzelner Gegenden suchte und fand.

In seiner interessanten Arbeit »über die Trias zwischen Commern, Zülpich und dem Roerthale am Nordrande der Eifel« (Abhandl. zur geol. Specialkarte von Preussen, Bd. VI, Heft 2, Berlin 1885) zeigte Blanckenhorn, dass bei Commern ein ganzer Zug nordwestlich streichender Spalten durchsetzt, und nordöstlich davon sind anscheinend die mesozoischen Schichten eingesunken, da dort ausgedehnte Wiesen-Thalbecken auftreten, neben welchen nur Tertiärgebirge und Diluvium sichtbar wird.

In der eigentlichen Eifel liegen die Vulkane von Bertrich bis Hillesheim wesentlich in der Richtung von Südosten nach Nordwesten angeordnet, so dass der Schluss auf das Vorhandensein von Nordwestspalten in den paläozoischen Schichten dort durchaus berechtigt sein dürfte.

In der Gegend von Saarlouis hat das breite Saarthal bis Merzig, wo es nach Norden abbiegt, die gleiche Richtung, und parallel demselben sind nach den genauen Aufnahmen von Weiss und Grebe mehrere Verwerfungen vorhanden; eine solche verläuft von Grosshemmersdorf auf dem gleichnamigen Blatte über die südwestliche Ecke von Blatt Saarlouis bis Unter-Felsberg auf Blatt Bouss, konnte dann vermuthlich im Buntsandstein nicht verfolgt werden, aber nur zwei Kilometer weiter beginnt dann das bis Differten sich in gleicher Richtung fortziehende Bist-Thal mit dem breiten Thalkessel der Wiesen von Berus, welcher, der Karte nach zu urtheilen, eher durch Versenkung, als durch Erosion entstanden sein dürfte. Wenn in dieser Gegend auch Sprünge anderer Richtungen auftreten, wie der bei Siersdorf nach Nordosten verlaufende, so wage ich nicht, ihre Beziehung zu anderen Bruchlinien zu deuten, möchte sie aber auch nicht ohne Weiteres einem »System« von Sprüngen zurechnen.

Aus der Pfalz theilte mir Herr Dr. Oebbecke brieflich eine von Hrn. Dr. Leppla bestätigte Beobachtung mit, dass auf der Westseite der Vogesen die Verwerfungen in grosser Zahl parallel nach Nordwesten gerichtet seien.

Für Lothringen bemerkt BRANCO[1]) gleich auf der ersten Seite: »Zunächst verschoben sich die Schichten längs zahlreicher, hauptsächlich von Südwesten nach Nordosten, doch auch in anderen Richtungen aufreissenden Spalten.« Mit Rücksicht auf diese Beobachtung verdient es hervorgehoben zu werden, dass, nach der Uebersichtskarte zu urtheilen, die Formationsgrenzen im nordöstlichen Frankreich, von Metz längs der Ardennen bis Calais ebenfalls nach Nordwesten verlaufen, dass auch die gleiche Richtung im nördlichen Frankreich noch mehrfach bemerkbar wird, so auch in der Bretagne, wenn auch hier etwas mehr nach Westen abweichend, der Pyrenäen-Richtung näher kommend.

Im südwestlichen Deutschland ist ebenfalls mehrfach die Nordwestrichtung bei Hauptbruchlinien bemerkt worden, so am »Rieskessel« bei Nördlingen die Bruchlinie Sigart-Hürnheim oder Utzmemminger Linie, über welche SUESS (Antlitz d. Erde S. 250) auf Grund der Arbeiten von DEFFNER, FRAAS und GÜMBEL eine Uebersicht gegeben hat. Die langen, auf beiden Seiten des Thüringer Waldes etc. verlaufenden, von CREDNER, GÜMBEL und Anderen beschriebenen Störungen sind ebenfalls von SUESS (l. c. S. 253) im Zusammenhange angeführt worden, aber auch die ganze Gegend zwischen Thüringer Wald und Harz und beide Seiten des Harzes selbst zeigen dieselbe Gebirgsrichtung, und wenn auf den Uebersichtskarten dies nicht recht zum Ausdruck gelangt, so liegt dies daran, dass entweder dergleichen in kleinem Maassstabe nicht dargestellt werden konnte, oder dass auf den vorhandenen Karten aus dem einen oder anderen Grunde, oft wegen Diluvialbedeckungen, Störungen nicht sonderlich hervortreten. Aehnliche Angaben, wie die obigen, sind ohne Zweifel noch in grosser Zahl verstreut in den verschiedensten Arbeiten zu finden. Wenn aber in der norddeutschen Ebene heraustauchende mesozoische Schichten gewöhnlich ein nordwestliches Streichen besitzen, öfters auch Verwerfungen zeigen, so scheint es durchaus nicht unwahrscheinlich, dass auch die Nordostseite der

---

[1]) Abhandlung zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen Bd. II, Heft 1. Strassburg 1879.

Sudeten mit dem gleichen Schichtenstreichen wie die Bruchlinien an dessen Südwestseite (vergl. J. Roth, Erläut. d. geol. Karte d. Niederschl. Geb. S. 391, sowie Suess, Antlitz der Erde S. 275 u. A. m.) mit den Hauptbruchlinien des übrigen Deutschlands in Zusammenhang zu bringen ist, dass namentlich unter der Diluvialdecke fort eine Verbindung mit den im Fortstreichen liegenden Brüchen am Nordrande des Harzes existirt.

Dass hier in der That Brüche und Gräben vorliegen, ist schon von verschiedenen Seiten anerkannt oder doch vermuthet worden; dass z. B. bei Stassfurt »eine tiefe Kluftbildung« angedeutet sei, hebt Ochsenius (die Bildung der Steinsalzlager etc. Halle 1877) hervor; seine Profile lassen mehrfach Störungen erkennen, namentlich aber das durch das fiskalische Grubenfeld resp. die Schächte von der Heydt und Ludwig II. und den Egeln-Stassfurter Rogensteinsattel, welches wesentlich auf Grund genauer bergmännischer Aufschlüsse entworfen und in neuester Zeit von Precht (die Salzindustrie von Stassfurt und Umgebung, Stassfurt 1885) bestätigt und vervollständigt wurde, zeigt recht bedeutende Aehnlichkeit mit obigem schematischen Profile Fig. A und beweist, dass auch hier resp. schon halb im norddeutschen Flachlande die Sättel (und wohl auch Mulden) in dem von mir oben erörterten Sinne aufzufassen sind. Vom nördlichen Harzrande bei Goslar-Langelsheim geht aber ohne Zweifel eine Hauptbruchlinie über Hahausen-Bokenem-Bodenburg-Gronau längs des Osterwaldes bis Hameln an den Fuss des Süntel, den Anfang des Wesergebirges.

Ich kenne verschiedene Versenkungen und Brüche auf dieser Linie und in deren Streichen, und im Uebrigen zeigen genauere Karten, dass hier Thäler stets in gleicher Richtung fortsetzen, so dass ich an den Zusammenhang dieser verschiedenen Brüche bestimmt glaube und denselben möglichst bald Schritt für Schritt nachweisen werde.

Für den geologischen Bau Norddeutschlands und der angrenzenden Gebiete ergiebt sich hiernach Folgendes:

Das Wesergebirge und seine Fortsetzungen, von Hameln bis Bramsche bei Osnabrück, und das Egge-Gebirge und der Teuto-

burger Wald mit seinen Fortsetzungen von Warburg bis Ibbenbühren bilden einen breiten Sattel, dessen Spalten durch Erosion, besonders zur Glacialzeit, sehr erheblich verbreitert[1]) worden sind, während er auf beiden Seiten von tiefen, breiten Mulden-Einsenkungen begleitet wird, vielleicht ist auch der Doberg nebst Umgebung eine Versenkung, wenigstens stehen unter den unteroligocänen Schichten an der Brandhorst braune Kalke mit Ostreen an, welche wohl dem Jura angehören. Nach Osnabrück zu sind zwischen jenen Hauptsattelflügeln freilich mindestens zwei Specialsättel vorhanden (siehe KEMPER und BÖLSCHE im 6. Jahresbericht des Osnabrückner naturwissenschaftlichen Vereins 1885) und streichende Verwerfungen finden sich mehrfach; am Piesberg (siehe TEMME ebenda) und Hüggel bei Osnabrück, sowie Ibbenbühren scheinen ausgedehnte Einstürze am Rande des Zechsteins und Steinkohlengebirges statt gefunden zu haben.

Nach Südosten divergiren die beiden Sattelflügel, Wesergebirge und Teutoburger Wald, immer mehr, die Sattelspalte gabelt sich deutlicher, indem sie im Inneren mehrere Mulden enthält, unter denen die Hilsmulde mit stärker einfallenden Flügeln und jüngeren Schichten besonders in's Auge fällt. Diese wird von zwei wohl als Radialspalten zu deutenden Bruchlinien begrenzt, welche von Horn bei Detmold, wo der Teutoburger Waldzug eine mehr südliche Richtung annimmt, ausstrahlen, die eine über Pyrmont nach dem Nordwestende, die andere über Falkenhagen-Stadtoldendorf nach dem Südostende der Hilsmulde, vermuthlich zusammenhängend mit der früher von mir untersuchten Spalte Naënsen-Greene-Gandersheim-Herrhausen am Harz.

Namentlich auf der Ostseite der Hilsmulde durchsetzen dann Spalten der Süd-Nord-Richtung, die Leinethalspalte mit ihrer Fortsetzung über Kreiensen hinaus und ihren östlichen Nebenspalten die Nordwest-Brüche und die nach ihnen angeordneten

---

[1]) Die hierdurch entstandene Thalsohle bietet freilich nur sehr ungenügende Aufschlüsse, indessen sind Gräben und Brüche in derselben, besonders an ihren Rändern, mehrfach bekannt, so bei Kirchdörnberg bei Bielefeld, bei Willebadessen nördlich Warburg, nördlich Volkmarsen etc.

Bergzüge und bedingen daher recht unregelmässige Terrainformen.

Die von Osnabrück längs des Teutoburger Waldes auftretende Bruchzone mit ihren Nebenspalten verläuft weiterhin ziemlich genau nach Südosten, nach den Rändern des Thüringer Waldes und weiter am Südwestrande des Frankenwaldes, Bairischen Waldes nach Linz zu, an den Alpenrand.

Vom Ende des nördlichen Sattelflügels bei Hameln verläuft dagegen eine Bruchlinie, wie oben ausgeführt wurde, in mehr ostsüdöstlicher Richtung nach dem nördlichen Harzrande und vermuthlich damit zusammenhängend längs des Riesengebirges bis in die Gegend von Krakau, also von Osnabrück an über etwa 12 Breitengrade, und hier schliesst sich die von Suess-Karpinsky (siehe Suess, Antlitz der Erde Taf. V) erwähnte Bruchlinie bis zum Kaspischen Meere an, so dass diese Bruchzone eine Länge von etwa 42 Breitengraden oder über 4700 Kilometer haben würde.

Es umgehen somit diese beiden Hauptäste der Nordwestspalten und ebenso im Wesentlichen die Nordsüdspalten die in Deutschland und Oestreich vorhandenen Gebirgskerne von paläozoischen und metamorphischen Schichten und alten krystallinischen Gesteinen, nämlich das rheinisch-westfälische Schiefergebirge, den Harz, sowie den Thüringer Wald, Frankenwald, Fichtelgebirge nebst Erzgebirge, Böhmerwald und Bairischen Wald und das Lausitzer und Riesen-Gebirge, welche grösstentheils ein nordöstliches Schichtenstreichen besitzen, nach Süden und Osten auch ein nordwestliches.

Diese Gebirgskerne werden von den erwähnten Bruchzonen meist nur insofern berührt, als sie häufig parallel denselben abbrechen oder absinken. Ganz gewöhnlich sind dann aber, wie Suess dergleichen trefflich geschildert hat, die in der Druckrichtung hinter den Gebirgskernen liegenden jüngeren Schichten in höherem Grade gefaltet und gestört. Am Harz ist dies sowohl an seiner Nordnordostseite, als auch an seiner Westseite der Fall. Wo ihre Grenzen in anderer Richtung verlaufen, wie der Nordrand des rheinischen Schiefergebirges und des Erzgebirges, parallel deren Schichtenstreichen nach Nordosten, da haben wohl die vor-

liegenden und zum Theil diskordant aufgelagerten mesozoischen Schichten dasselbe Streichen, während diese in den zwischen den Gebirgskernen liegenden Gebieten, ganz abgesehen von den Hauptbruchzonen, vorwiegend nordwestliche Störungen und nordwestliches Streichen, mehr untergeordnet südnördliche Brüche aufweisen.

In ähnlicher Weise ist, wie schon früher angedeutet, vermuthlich auch der Untergrund der norddeutschen Ebene gebaut, und es ist somit auch die Möglichkeit gegeben, dass dort die Gestaltung der Erdoberfläche in ähnlicher Weise wie in Mitteldeutschland zum Theil durch Dislokationen und Einstürze bedingt worden ist, zumal wenn diese zum Theil, wie wir annehmen müssen (vergl. meine Aufsätze in diesem Jahrbuche pro 1883 und 1884), erst in ziemlich junger, postglacialer Zeit entstanden sind. Namentlich ist es nicht unwahrscheinlich, dass mit ihnen die Bildung der heutigen norddeutschen Flussläufe und Seen in ursächlichen Zusammenhang zu bringen ist, zumal da bei diesen die Nordwest-Richtung und die Südnord-Richtung ebenfalls vorherrscht, und da die Flussläufe ebenfalls häufig aus der ursprünglichen Nordwest-Richtung in postglacialer Zeit auf einige Erstreckung in die Südnord-Richtung abgelenkt worden sind.

Zur Beurtheilung der beiden Haupt-Streichrichtungen im südöstlichen Thüringer Walde, besonders in der Gegend von Gräfenthal.

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

Im Schiefergebirge des südöstlichen Thüringer Waldes, wie auch in den weiterhin sich anschliessenden Gebieten, Vogtland (Ostthüringen) und Fichtelgebirge, machen sich namentlich zwei tektonische Richtungen geltend, von welchen die erste etwa SW.-NO., die zweite etwa SO.-NW. liegt; sie treten im Streichen der Schichten, in der Anordnung der Falten, in den Lagerungsstörungen und Verwerfungen hervor, und sind natürlich auch nicht ohne Einfluss auf die äussere Gestalt des Gebirges, den Verlauf von Berg- und Thalzügen geblieben. Von den Geologen, welche sich die Erforschung der genannten Gebiete zur Aufgabe gemacht haben, und deren Arbeiten wir hier als bekannt voraussetzen können, ist diese Thatsache bereits öfter zur Sprache gebracht worden.

Jene beiden Richtungen, welche übrigens in derselben Weise auch in anderen, weiter und weit entfernten Gebirgen wiederkehren, und welche wir für das oben genannte Gebiet als erzgebirgische und hercynische bezeichnen [1], sind zwar nicht die einzig und ausschliesslich erkennbaren derartigen Richtungen [2]; aber es sind

---

[1] Im Anschluss an die Bezeichnungsweise v. Gümbel's in seiner Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges, Gotha 1879.

[2] Vergl. hierüber Liebe, Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens (Abh. z. geol. Specialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten, Bd. V, Heft 4, Berlin 1884), S. 39—41; es werden hier, nachdem das Nebeneinander-Bestehen

die wichtigsten, für den Bau unseres Gebirges bedeutungsvollsten. Mit ihnen allein haben wir uns in der Folge zu beschäftigen; unsere Betrachtung wird sich besonders auf gewisse Lagerungsverhältnisse richten, und aus ihnen auf die Bedeutung jener Richtungen zu schliessen suchen, oder auf die Art der Wirksamkeit und das gegenseitige Verhältniss der zu Grunde liegenden Kräfte, um so eine vermehrte Einsicht in den Bau des Gebirges zu gewinnen.

Wir haben dabei zunächst nur das, uns durch eigene geognostische Aufnahmen bekannt gewordene Schiefergebirge des südöstlichen Thüringer Waldes, namentlich in der Gegend von Gräfenthal [1]) im Auge; manchen unserer Beobachtungen und Folgerungen kommt indess auch für weitere Strecken Geltung zu.

Von den beiden genannten, tektonischen Richtungen herrscht in unserem Gebirge, soweit der so überaus wichtige und durchgreifende dynamische Vorgang der Faltung in Betracht kommt, die erzgebirgische, SW.-NO., im Ganzen und im Einzelnen vor; es muss der, nach gewöhnlicher Annahme durch starken Seitendruck aus den Weltgegenden SO. oder NW. her bewirkte, faltende Zusammenschub von besonders eindrücklicher und nachhaltiger Wirkung auf die Schichtenmassen gewesen sein [2]). Doch fehlt es nicht an deutlichen Anzeichen dafür, dass auch der Druck oder Schub aus NO., beziehentlich SW., welchem die hercynische Richtung entspricht, in verschiedenen Theilen des Gebirges neben jenem erstgenannten zur faltenden Wirkung gelangt ist. Bezüglich der erzeugten Risse und Verschiebungen grösserer Gebirgsstücke

---

der erzgebirgischen Sattelung, und der zweiten, schwächeren, vom Frankenwalde (d. i. der hercynischen), besprochen worden ist, für Ostthüringen noch drei andere, weniger verbreitete, derartige tektonische Richtungen, in welchen Faltenbildung stattfand, bezeichnet, darunter namentlich zwei (NNO. und OSO.), welchen Liebe ein höheres Alter zuspricht, da sie auf Cambrium und Silur beschränkt bleiben.

[1]) SSW. von Saalfeld im Herzogthum Meiningen, nahe der bayrischen Grenze; Blatt Gräfenthal und nächst angrenzender Theil des Blattes Spechtsbrunn der geolog. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten, von welchen beiden jedoch das erstgenannte Blatt erst später veröffentlicht werden kann.

[2]) Vergl. die Ausführungen v. Gümbel's a. a. O. S. 99 ff. und S. 305. — Ferner Liebe a. a. O. S. 38 ff.

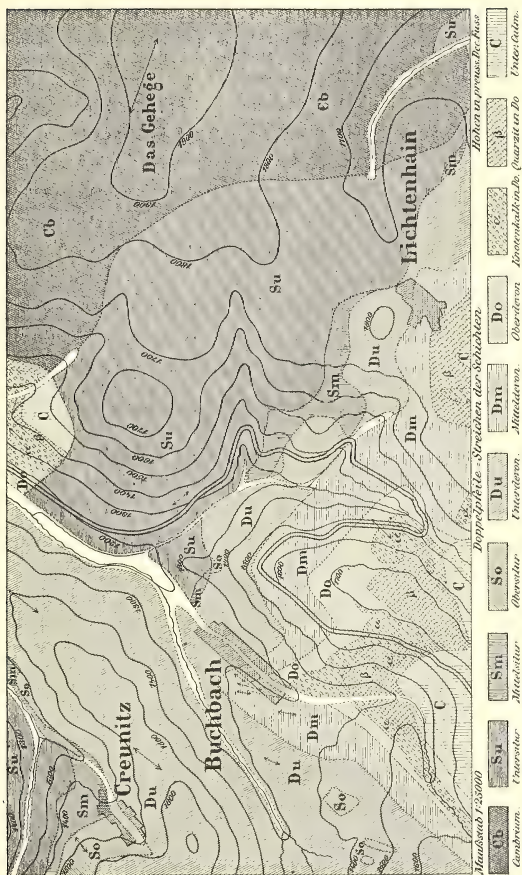
an solchen, m. a. W. Verwerfungen, liegt jedoch das Verhältniss anders, hier tritt die hercynische Richtung weit mehr in den Vordergrund.

Zum Studium dieser Richtungen und Kräfte in ihren verschiedenartigen und verschiedengradigen Aeusserungen, namentlich auch der Faltungsvorgänge, eignet sich die Umgegend von Gräfenthal besser als manche andere, z. B. die weiter W. und SW., zum Theil auch NW. gelegenen Gebirgstheile. Während wir in diesen meisthin einförmiges, nordöstliches Streichen der Schichten, und nordöstlichen, parallelen Verlauf der Ausstriche der Schichtengruppen finden (obwohl auch hier schon Abweichungen vorkommen), stellt sich dort eine grössere Mannichfaltigkeit ein; die Ausstriche der Abtheilungen und Stufen der palaeozoischen Systeme verlassen oft die nordöstliche Richtung und weichen von derselben in stärkerem Grade ab, so weit, dass sie wiederholt in der kreuzenden Richtung, SO.-NW. oder nahe daran, verlaufen; sie biegen auch wohl bogenförmig oder winklig um, und wiederholen sich überdies an ganz getrennten Stellen (vgl. die Figuren). Dazu gesellen sich Störungen verschiedener Art, so dass die Lagerung des Ganzen weit davon entfernt ist, einfach zu sein. Zu ihrem Verständniss ist nun ausser der Unterscheidung der tektonischen Richtungen bei den Falten und Verwerfungen auch die Unterscheidung der verschiedenen Grade der Faltung nöthig, wie aus den folgenden Darlegungen hervorgehen wird.

Bei näherer Untersuchung der Ausstriche, z. B. des Unterdevon, des Oberdevon u. s. w. ergiebt sich nämlich ein eigenthümliches Verhalten in der Lagerung, welches hier sehr verbreitet ist und darin besteht, dass das an den sichtbaren Theilen der Schichtflächen und an den Schichtenköpfen abgelesene Streichen ein nordöstliches ist, oder doch dieser Richtung nahekommt, während der Ausstrich im Ganzen betrachtet eine viel weiter von NO. abweichende Richtung einhalten kann; das nordöstliche Streichen der Schichten bleibt sich selbst dann gleich, wenn der betreffende Gesammt-Ausstrich in SO.-NW.-Richtung verläuft.

Wir wollen dies an einigen Beispielen erläutern.

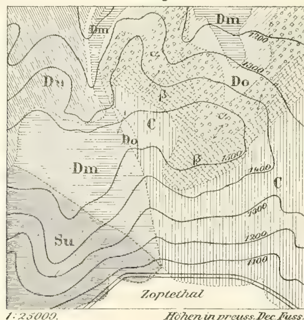
Fig. 1.


Das Gehege
Lichtenhain
Buchbach
Creunitz
Maaßstab 1:25000
Doppelpfeile = Streichen der Schichten
Höhen in preuss. Dec. Fuss
Cb Cambrium.
Su Untersilur.
Sm Mittelsilur.
So Obersilur.
Du Unterdevon.
Dm Mitteldevon.
Do Oberdevon.
α Knotenkalk in Do.
β Quarzit in Do.
C Unter-Culm.

In Fig. 1 ist ein Kartenausschnitt von Blatt Gräfenthal, der um einen geringen Betrag auf das südlich angrenzende Blatt Spechtsbrunn übergreift, in vereinfachter Form [1]) wiedergegeben. Die Ausstriche der Devonstufen und des unteren Culm biegen hier aus der Richtung SW.-NO., welche sie weiter südwestlich einhalten, in der Gegend von Buchbach um, und verlaufen von da in NW.-SO. Das Mitteldevon macht dicht bei Buchbach eine scharfe Umbiegung, in welche die Oberdevonschichten sich spitz hineinziehen. Die eingezeichneten Doppelpfeile geben das an den Schichtflächen und Schichtenköpfen abzulesende mittlere Streichen an, welches ziemlich gleichbleibend nordöstlich ist; selbst an der Umbiegungsstelle der geognostischen Grenze von Mittel- und Oberdevon, dicht hinter Buchbach, findet man an den beiderseitigen Schichten nicht etwa ein östliches Streichen, sondern ein nordöstliches; ebenso weiter südöstlich, an den oberdevonischen Knotenkalken, welche unbeschadet der in SO.-NW.-Richtung nahe vorbeiziehenden Grenze zum Mitteldevon ein nordöstliches Streichen besitzen, wie hier an verschiedenen Stellen längs der Landstrasse, wo die Schichten gut aufgeschlossen sind, deutlich zu sehen ist.

Aehnlich ist das Verhalten an der in Fig. 2 verzeichneten Stelle NO. von Gräfenthal, an der N.-Seite des Zoptethales. Das

Fig. 2



[1]) Verschiedene, hier nicht in Betracht kommende Einlagerungen in den einzelnen Stufen, mit Ausnahme derer im Oberdevon, sowie die Eruptivgänge

Gesammtbild lässt auf Einfaltung, auf Sattel- und Muldenbildung nach NO. und NW. schliessen, wozu noch Verwerfungen treten. Das Schichtenstreichen im Einzelnen ist aber auch hier ein nordöstliches; auch in dem schmalen Oberdevonstreifen, welcher sich in die Verwerfung zwischen Mitteldevon und Culm hineinzieht und dessen Grenzen keine normalen mehr sein können, wurde dieses Streichen an einem Aufschluss beobachtet.

Ein weiteres Beispiel giebt Fig. 3, die eine Stelle westlich von Gräfenthal darstellt. Zwar ist hier das von dem Verlaufe der Ausstriche unabhängige, vorwiegend nordöstliche Streichen der Schichten im Einzelnen, in Ermangelung günstiger Aufschlüsse, nur an verhältnissmässig wenig Punkten, so in den Unterdevonschichten und an den Bänken des Ockerkalkes [1]) (bei diesem zum Theil nördlich gerichtet) zu erkennen; doch ist kein Zweifel, dass diese Stelle ganz so beurtheilt werden muss, wie die bereits erwähnten Stellen, und nur in dieser Weise verständlich wird. Fig. 4 zeigt, wie nach unserer Vorstellung ein Profil durch Fig. 3 etwa aussehen könnte [2]).

Es liessen sich noch weitere Beispiele anführen, doch genügen die obigen, um das in Rede stehende, eigenthümliche Lagerungs-

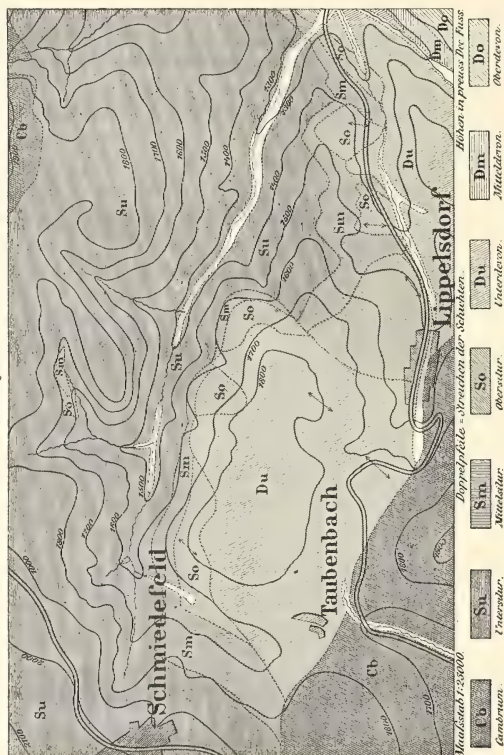
---

sind weggelassen. Es gilt dies auch von den folgenden Figuren. — Ueberdies sind in Fig. 1 und 3 die oberen Graptolithenschiefer nicht besonders ausgedrückt, sondern mit dem Ockerkalk zusammen als Obersilur angegeben.

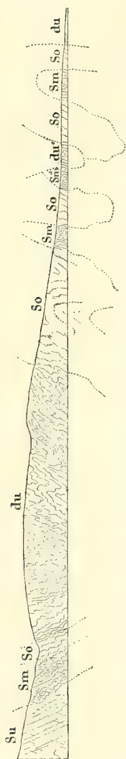
[1]) An einer Stelle an der Strasse, eine kurze Strecke vor Lippelsdorf, wo unsere Figur nordöstliches Streichen der Schichtung (mit südöstlichem bis südsüdöstlichem Einfallen) angiebt, zeigt der Ockerkalk, unabhängig von der Lage der Schichtung, eine deutliche, transversale Schieferung, deren Einfallen flach nordwestlich ist. Eine solche Schieferung ist im Ockerkalk gar nicht so selten zu beobachten, wenn sie auch meist sehr unvollkommen bleibt und sich mehr als eine Art von Klüftung verhält. Die in diesem Jahrbuch für 1881, S. 271 gemachte Angabe, dass eigentliche Transversalschieferung im Ockerkalk fehle, muss ich auf Grund späterer Beobachtungen berichtigen.

[2]) Das Profil geht vom südlichen Ende des Ortes Schmiedefeld in SO.-Richtung bis zu einem Punkte im Obersilur (Ockerkalk) NO. von Lippelsdorf, in der Fortsetzung des dort stehenden Streichzeichens der Fig. 3, und von da in ONO.-Richtung bis zum Vereinigungspunkte der beiden Thäler. — Abgesehen von allem sonstigen Hypothetischen, wovon solche Profile nicht freizuhalten sind, sei bemerkt, dass der Wechsel in den Gesteinen innerhalb der einzelnen Gruppen auch nicht annähernd wiedergegeben werden kann.

Fig. 3.



verhältniss zu erläutern; dasselbe ist übrigens nicht auf die Gegend von Gräfenthal beschränkt, sondern kehrt auch weiterhin im Schiefergebirge unter ähnlichen Bedingungen wieder. Es wiederholt sich also thatsächlich an vielen Stellen das Verhalten, dass man in der Richtung des Streichens fortschreitend aus älteren



in jüngere Schichten kommt; und umgekehrt muss man auch, um aus jüngeren in ältere zu gelangen, im Streichen, nicht quer dazu, weitergehen. Dabei ist nicht etwa eine Verwechselung mit transversaler Schieferung im Spiel; diese letztere besteht allerdings neben der Schichtung ganz deutlich und befolgt eine selbständige Richtung; ihr Streichen ist in der näheren Umgebung von Gräfenthal, ziemlich gleichbleibend durch alle Schichtengruppen hindurch, nahezu nördlich, NNW. bis N., mit westlichem Einfallen (vgl. u. am Schluss). Allerdings eignen sich nicht alle Complexe gleich gut, um die Lage von Schichtung und Schieferung neben einander ganz deutlich zu sehen: so z. B. ist in dem gleichmässig beschaffenen Materiale der Untersilur - Thonschiefer der Schichtungsverlauf durch stark ausgebildete Schieferung grossentheils verwischt; bei den Mittelsilur-Kieselschiefern ist die Schichtung meist so verworren und das spröde Gestein so zerklüftet und zerfallen, dass man Schichtung und Schieferung selten deutlich erkennen kann. Doch bleiben, nach Abzug dieser und ähnlicher Fälle, so viel andere übrig, dass man reichlich Gelegenheit findet, sich von dem thatsächlichen Bestehen und der Verbreitung des bezeichneten, eigenthümlichen Lagerungsverhältnisses, namentlich in den jüngeren Gruppen, vom oberen Silur und Unterdevon aufwärts, sowie von seiner Unabhängigkeit von transversaler Schieferung zu überzeugen.

Wir finden also in unserem Schiefergebirge einen Mangel an Uebereinstimmung im Streichen der Schichten, wie es am Compass abgelesen wird, und im Verlaufe der geognostischen Grenzlinien; und dies hat etwas Befremdendes im Vergleich mit unseren jüngeren Gebirgen, die aus mesozoischen Systemen

bestehen, insofern man in diesen an Uebereinstimmung im Streichen der Schichten und im Verlaufe der geognostischen Grenzen, sowie der Sattel- und Muldenausstriche gewöhnt ist.

Was nun die Erklärung jenes Lagerungsverhältnisses im alten Gebirge betrifft, so liegt sie nicht fern. Wir müssen eben hier zwischen der Lage, d. i. dem Streichen und Fallen der einzelnen, mit einem Blicke übersehbaren Theile der Schichtflächen und der Lage der ganzen Schichtfläche in ihrer gesammten Erstreckung unterscheiden. Die Schicht ist einmal im Ganzen, dann aber auch im Einzelnen gefaltet; die allenthalben sichtbar werdenden Theile derselben gehören zu engeren bis engen, in nordöstlicher Richtung angelegten Falten (die natürlich das Grössenverhältniss einer Fältelung immer noch weit überschreiten); abgesehen von den Umbiegungsstellen, welche aber meist nur kürzere Theile der Schicht in Anspruch nehmen[1]), wird man daher an den Schichtenköpfen und den sichtbaren Theilen der Schichtflächen ein Streichen in genannter Richtung und ein Fallen nach NW. oder SO., wenn nicht saigere Stellung, wahrnehmen. Es ist das also eine gewisse Ordnung oder ein bestimmter Grad der Gesammtfaltung in erzgebirgischer Richtung, welcher in seiner Verbreitung durch unser ganzes Gebirge sich dem Auge so auffällig darstellt. Dagegen kommt für den gesammten Verlauf des Ausstriches einer gewissen Schicht ihre Lage im grossen Ganzen, ihre breiteren, wenn auch flacheren Falten oder Wellen, Auf- und Abbiegungen in Betracht; und da diese zum Theil ganz anders liegen als jene engere Faltung, so kann auch der Durchschnitt der Schicht mit der Erdoberfläche, ihr Verlauf über Berg und Thal, eine von dem nordöstlichen Streichen der kleineren Falten stark abweichende Richtung einhalten. Nun wird sich zwar der Ausstrich einer einzelnen Schicht in den seltensten Fällen weithin verfolgen lassen; aber auch in der Gesammtsumme der einzelnen Schichtenausstriche, d. i. im Verlaufe der ganzen Schichtengruppe

---

[1]) An Wegen, welche durch die unterdevonischen Nereïten- und Tentaculitenschiefer führen, sieht man dies Verhalten mitunter sehr gut; das Streichen der kleinen Falten ist im Allgemeinen deutlich nordöstlich, unbeschadet gar mancher Umbiegungen, Stauchungen und Knicke; die geognostischen Grenzlinien gegen Obersilur und Mitteldevon verlaufen ihrerseits wieder unabhängig davon.

und ihrer Grenzen, wie sie die geognostische Aufnahme ergiebt, muss es hervortreten, dass die Lage der Schichten im Ganzen eine andere ist, wie die Lage der kleineren Falten. Man ersieht daraus, dass das in Rede stehende Lagerungsverhältniss auf dem Unterschiede zwischen der Faltung im Einzelnen und den Auf- und Abbiegungen im Ganzen, auf der verhältnissmässig geringen Grösse der ersten, und bedeutenden der zweiten beruht. Dieser Unterschied würde für eine genauere Beobachtung selbst dann noch auffällig genug bleiben, wenn die Faltung im Einzelnen häufiger von der nordöstlichen Richtung abwiche, als sie es bei den meisten Gruppen wirklich thut, oder wenn sie einer wirren, richtungslosen Faltung näher käme. Denkt man sich eine zusammengehörige Schichtenfolge unseres Gebirges, z. B. den Obersilurkalk, oder die Mitteldevonschiefer zu einem Gesteinskörper vereinigt, so müssten die Oberflächen desselben, in Folge der engeren Faltung, sehr uneben aussehen, von Rücken und Mulden durchzogen sein, die im Allgemeinen nordöstlich streichen würden. Aus demselben Grunde müssten auch die geognostischen Grenzlinien, wenn man sie Schritt für Schritt verfolgen und in grossem Maassstabe einzeichnen könnte, einen etwas welligen oder hin und her gebogenen Verlauf ergeben.

Es erhellt ferner, dass die Richtungen der Ausstriche der Schichtengruppen, nämlich der stratigraphischen Stufen und Abtheilungen, bei einem derartigen Gebirgsbau an und für sich noch nicht die Bedeutung tektonischer Richtungen haben, oder auf das Vorhandensein eines entsprechenden Gebirgsdruckes weisen müssen.

So z. B. sehen wir, dass in dem Falle von Fig. 3 auf eine gewisse Strecke hin, NO. von Taubenbach, die Grenzlinien von Untersilur, Mittelsilur, Obersilur, obschon an der engen Faltenbildung in diesen Schichten nicht zu zweifeln ist, im Ganzen betrachtet doch nicht viel vom Verlaufe der Horizontalen abweichen [1]);

---

[1]) Der eigenthümlich unregelmässige Grenzverlauf an der unteren Grenze des Unterdevon, wie ihn diese Figur an mehreren Stellen zeigt, beruht auf der örtlich übergreifenden Auflagerung des Unterdevon, wie sie zuerst von Liebe erkannt und beschrieben worden ist.

der Richtung der Ausstriche kommt also an dieser Stelle noch keine grössere Bedeutung zu, als dies in einem horizontal aufgeschichteten Sedimentgebirge der Fall sein würde, wo jene Richtung nur durch die orographischen Verhältnisse, den Verlauf der Thäler und Abhänge bedingt wird.

Ziehen wir freilich in Betracht, dass auf den nordöstlich gegenüberliegenden Bergen unserer Figur das Untersilur weit höher greift (auf den Höhen der Berge ist erst unteres Untersilur), während die jüngeren Schichten, abgesehen von dem kleinen, unregelmässig auftretenden Rest in einem der Seitengründe, abgewittert sind, so erkennen wir, dass in der Richtung SW.—NO. ein merkliches Ansteigen der Schichtengruppen stattfindet, dass also eine quer dazu, d. i. in der hercynischen Richtung verlaufende Rückenbildung oder Schwelle vorliegt. Jener nordwestlich gerichtete Ausstrich allein beweist, obwohl wir uns in einem gefalteten Gebirge mit aufgerichteten Schichten befinden, noch nichts für die hercynische Richtung, wohl aber seine Ergänzung durch die abgetragenen und verschwundenen Massen. — Um die tektonische Bedeutung der Richtungen des Ausstreichens in solchen alten, gefalteten Gebirgen richtig zu würdigen, wird man überhaupt stets die Verhältnisse der Faltung in ihren verschiedenen Graden in Betracht zu ziehen haben, ausserdem auch die Formen der Gebirgsoberfläche, über welche der Ausstrich verläuft, berücksichtigen müssen und so eine Vorstellung von der räumlichen Lage der betreffenden Schichtengruppen zu gewinnen suchen.

Wollte man nun in unseren thüringischen Schieferbergen nur das überwiegend verbreitete nordöstliche Streichen, wie es die Schichten im Einzelnen, in ihrer engeren Faltung erkennen lassen, berücksichtigen, so könnte es den Anschein gewinnen, als ob nur der aus den Weltgegenden SO. oder NW. wirksame Druck sich in der gegenwärtigen Gestaltung des Gebirges ausspräche. Eine nähere Untersuchung wird jedoch, wie schon in dem eben angeführten Beispiel, erkennen lassen, dass wir in vielen Theilen des Gebirges auch mit der Kraft aus SW., beziehentlich NO., welcher die tekto-

nische Richtung SO.-NW. entspricht, zu rechnen haben. Wir dürfen nämlich auf eine derartige Kraft (Horizontaldruck, seitlicher Zusammenschub) schliessen, nicht nur aus enger Faltung, sondern auch aus breiteren und flacheren Falten, Wellen, Auf- und Abbiegungen, und diese ihrerseits erkennen wir durch richtige Beurtheilung des Verlaufes der Ausstriche, oder, was dasselbe sagen will, der geognostischen Grenzlinien, über die Oberfläche des Gebirges hin. Eine solche, nicht immer leichte, öfter auch zweifelhaft bleibende Beurtheilung lässt nun für das in Rede stehende Gebiet so viel erkennen, dass einmal neben jener engen Faltung auch flachere Falten (wellenförmige Biegungen oder Schwellen) in nordöstlicher Richtung vorliegen, welche also ebenfalls durch den Schub aus SO. (NW.) zuwege gebracht worden sind, dass ausserdem aber auch flachere Auf- und Abbiegungen angedeutet sind, welche nordwestlich (d. i. in der hercynischen Richtung) verlaufen, somit einen Schub aus SW. oder NO. anzeigen. Dazu kommt nun, dass an verschiedenen Stellen der Umgegend von Gräfenthal ein deutliches Schichtenstreichen in nordwestlicher bis westnordwestlicher Richtung angetroffen wird, welches auf eine gewisse Erstreckung anhält, so dass es nicht etwa nur auf Umbiegungsstellen anders gerichteter Falten bezogen werden kann, namentlich in den älteren, als cambrisch bezeichneten Schiefern; so auf dem Gehege, SO. von jener Stadt, wo durch zahlreiche Wetzschieferbrüche in mehreren parallelen Linien auf längere Erstreckung ein Streichen in WNW. nachgewiesen ist (s. Fig. 1 rechts, im Cambrium)[1]; sodann im Gölitzthal beim Orte Königsthal[2]; ferner im oberen Schlagethal (NW. von Reichmannsdorf), und zum Theil, wie es scheint, auch auf den Höhen östlich davon. Dieses deutliche Schichtenstreichen in WNW. bis NW. darf ohne Bedenken auf das Vorhandensein etwas engerer Sattelbildung (Faltung) in genannter Richtung in den betreffenden Gebirgsstrecken

[1] Weniger sicher ist die nordwestliche Streichrichtung im Untersilur an der Landstrasse W. vom Gehege; sie könnte hier mehr lokal sein.

[2] Vergl. dieses Jahrbuch für 1884, S. 29, Fig. 1. Das nordwestliche bis westnordwestliche Streichen (mit südwestlichem Einfallen) ist hier nur bei den cambrischen Schichten nachgewiesen, nicht im Silur.

bezogen werden. Ein weiteres Anzeichen für den Schub aus NO. (SW.) ist uns sodann in gewissen Verwerfungen gegeben, die unser Gebiet in nordwestlicher und westnordwestlicher Richtung durchsetzen.

Ziehen wir die Summe aus den bisherigen Ausführungen und unseren sonstigen Beobachtungen im weiteren Bereiche des südöstlichen Thüringer Waldes, so können wir über das Auftreten der beiden tektonischen Hauptkräfte etwa Folgendes aussprechen: Derjenige Seitendruck, auf welchen das Streichen der Schichten und der Falten in der erzgebirgischen Richtung zurückzuführen ist, hat sich vorherrschend bethätigt; und zwar ist dies vorzüglich in der Art geschehen, dass die einzelnen Abtheilungen und Stufen der ganzen mächtigen Schieferfolge in sich selbst zusammengefaltet und -gestaucht worden sind; daher überwiegt engere Faltung mit nicht grossem Halbmesser der Umbiegungen, und diese ist es, welche sich allenthalben, auf Schritt und Tritt geltend macht und zunächst in's Auge fällt[1]). Neben der engen

[1]) Besonders eng, bis zur Fältelung herab, sind die weiter westlich folgenden, ältesten, phyllitisch-cambrischen Schiefer in sich zusammengeschoben; doch auch jüngere Gruppen, wie die obercambrischen Schiefer zum Theil und die unterdevonischen Schichten zeigen recht enge Stauchungen und Knicke. Soviel ich gesehen habe, sind bei den jüngsten Schichten unseres Schiefergebirges, den Thonschiefern und Grauwacken des oberen Culm, auch die kleineren Sattel- und Muldenbiegungen im Allgemeinen weniger eng; doch scheint mir keine gesetzmässige Zunahme der Engfaltung in die älteren und ältesten Schiefer hinein vorzuliegen. — Dass in den verschiedenen Schichtengruppen, entsprechend ihrem unterschiedlichen Gesteinsmateriale, die Faltungsvorgänge in etwas abweichender Weise zum Ausdruck gelangt sind, dass cambrischer dickbänkiger Quarzit, weicher Thonschiefer (im Untersilur, Devon, Culm), dünnplattiger Obersilur-Kieselschiefer, Ockerkalkbänke u. s. f. sich nicht gleich verhalten, und die Faltung theils vollkommener, theils unvollkommener und nur durch viele Brüche mitgemacht haben, dies ist selbstverständlich und entspricht nur einem Haupt- und Grundgesetze dieses Theiles der dynamischen Geologie, dass nämlich die Art des Gesteins von grossem Einfluss auf die Art und Weise des dynamischen Effektes ist; aber diese Unterschiede sind bei den Schichtengruppen des alten Schiefergebirges bei weitem nicht so gross wie bei den alpinen Systemen mit ihren mächtigen Lagern ganz heterogener Gesteine, von welchen z. B. Mergel- oder Kalkschieferlager in die mannichfachsten Falten gelegt sind, während in einer benachbarten reinen Kalk- oder Dolomitstufe nur wenig davon zu spüren ist.

Faltung kommen, ebenfalls noch im Sinne der erzgebirgischen Richtung, weiter ausholende Bogen der Sättel und Mulden vor, und dementsprechend Umbiegungen und Wiederholungen der Ausstriche der Abtheilungen und Stufen, doch sind solche nicht gleichmässig über das Gebirge verbreitet; während sie sich in manchen Theilen desselben fast gar nicht bemerklich machen, stellen sie sich in anderen, wie eben in der Gräfenthaler Gegend desto mehr ein (vergl. die Figuren). Natürlich kommen diese grösser angelegten Faltenbiegungen erst bei der fortgesetzten Begehung des Gebietes zur Wahrnehmung, während die enge Faltung für das »Streichen der Schichten«, wie man es mit einem Blicke übersieht, bestimmend ist, in der Art, wie weiter oben ausgeführt wurde [1]).

Was nun die Wirkung des zweiten Seitendruckes aus NO. (bezw. SW.) betrifft, so können wir zwar kein Beispiel anführen, wo enge Faltung in der hercynischen Richtung SO.-NW. in deutlicher, zusammenhängender Verbreitung über einen Gebirgstheil von einigermassen beträchtlicher Grösse in der Art herrschend wäre, wie sonst die beschriebene enge Faltung in erzgebirgischer Richtung; doch macht sich die Streichrichtung NW. oder WNW. wiederholt in kleinen Theilen des Gebirges, zwischen der vorherrschenden Streichrichtung NO. deutlich geltend; überdies lassen

[1]) Dem Gesagten entsprechend finden wir also bei der Begehung unseres Schiefergebirges meist ein Schichtenstreichen, welches sich in dem Quadranten zwischen N. und O. hält, indem es zwar oft der mittleren Richtung NO. nahe kommt, oft aber auch mehr oder minder abweicht. Stärkere Abweichungen, selbst ein Ueberspringen des an einzelnen Schichtflächen abgelesenen Streichens in die nordwestliche Richtung, wie dies durch das ganze Gebirge hin vorkommt, möchte ich noch nicht auf eine besondere, gebirgsbildende oder tektonische Kraft beziehen, sondern als durch den Faltungsvorgang nothwendig bedingte Ab- und Umlenkungen verstehen, sobald nur solche Fälle vereinzelt bleiben. Denn zahlreiche Abweichungen von der mittleren Streichrichtung sind nothwendig Folge davon, dass der Vorgang der Faltung nicht mathematisch genau verläuft; die zu faltenden Massen sind keine überall gleich dicken Platten, und der faltende Druck ist auch schwerlich genau gleich vertheilt; somit müssen sich örtliche Kraftzerlegungen und entsprechend abweichende Richtungen herausbilden. Es handelt sich also nur um richtige Beurtheilung der Hauptstreichrichtung; diese kann aber bekanntlich bei verschiedenen Theilen eines Gebirges wechseln.

sich in dem Verlaufe der Ausstriche der Schichtengruppen breitere, flachere Auf- und Abbiegungen erkennen, deren Längsrichtung die genannte ist; dazu gesellen sich endlich Verwerfungen in demselben Sinne, die wir ebenfalls auf Rechnung des zweiten Seitendruckes zu setzen haben.

Es liegt also thatsächlich eine Faltung oder Sattel- und Muldenbildung in nordwestlicher Richtung neben und zwischen der nordöstlichen vor[1]; aber diese letztere ist entschieden vorherrschend, sie ist namentlich in ihren engeren Graden schärfer ausgebildet und leichter wahrzunehmen, und bezeichnet in dieser besonderen Ausbildung offenbar einen sehr wichtigen Abschnitt in der geotektonischen Entwicklung des Gebirges, welches ihre Spuren dauernd und unverrückbar eingeprägt behalten hat und fast allenthalben erkennen lässt.

Wie ist nun aber das zeitliche Verhältniss der beiden tektonischen Richtungen und Kräfte? Die Antwort hierauf ist nicht leicht; versuchen wir indess dieser Frage in folgenden Erwägungen näher zu treten.

Aus einer gleichzeitigen Wirkung der beiderlei Seitenkräfte auf ein und denselben kleineren Gebirgstheil sind zwei gesonderte Streichrichtungen in demselben kaum zu verstehen; denn man müsste alsdann die Bildung einer Mittelkraft mit entsprechender, einheitlicher, dritter Streichrichtung erwarten. Daher hat die Annahme mehr Wahrscheinlichkeit für sich, dass die seitlichen Druck-

[1]) Ob das Nebeneinander-Bestehen der beiderlei Systeme örtlich so weit gehen kann, dass an kleineren, leicht zu überblickenden Theilen von Schichten beiderlei Faltenrichtungen deutlich sich darstellen, darüber fehlen mir Beobachtungen, doch möchte ich diese Möglichkeit nicht in Abrede stellen, gegenüber den in anderen Gebieten gemachten Erfahrungen über sich kreuzende Faltung oder doch Fältelung. So führt Liebe (a. a. O. S. 40) an, dass sich auf den Flügeln der erzgebirgischen Sattelung oft eine Andeutung von Faltenwurf senkrecht zum Streichen (Andeutung der Frankenwaldsattelung) vorfände. Vergl. ferner Liebe, Erläuterung zu Blatt Zeulenroda der geol. Specialkarte v. Preussen u. d. Thüring. Staaten, S. 4. — Ferner Stapff, Zur Mechanik der Schichtenfaltungen, Neues Jahrb. f. Mineralogie u. s. w. 1879, S. 295. — Früher bereits sind hierhergehörige Erscheinungen von A. Halfar im Altvatergebirge beobachtet worden.

kräfte nach einander in Wirksamkeit gewesen sind. Ob dies aber in zwei Perioden, welche auf einander folgten, getrennt stattfand, oder ob ein mehr als einmaliger Wechsel in der Druckrichtung eintrat, dies wird sich wohl kaum sicher ermitteln lassen. Dass die im Allgemeinen ja schwächer [1]) hervortretenden Wirkungen in der hercynischen Richtung SO.—NW. ausschliesslich späteren Ursprungs sein müssten, als die Wirkungen in erzgebirgischer Richtung SW. bis NO., scheint mir nicht ausgemacht zu sein; es dürfte der Annahme nichts entgegenstehen, dass Falten, oder doch Aufbiegungen in NW.-Richtung in gewissen Gebirgstheilen bereits in der ersten Anlage entstanden waren, als jene nordöstlich gerichtete Haupt- oder Engfaltung sich vollzog. Aber andererseits muss ein Theil der Wirkungen in hercynischer Richtung aus der Zeit nach der nordöstlich streichenden Hauptfaltung herrühren, zum mindesten die Verwerfungen, weil die Entstehung von solchen überhaupt ein späterer Vorgang in der Gebirgsbildung ist, als die Faltung [2]); da nun aber diesen Verwerfungen (Brüchen mit Verschiebungen) ein einleitender Zustand längerer Spannung vorhergehen musste, so ist es wahrscheinlich, dass derselbe zunächst noch in hercynischer Richtung streichende Falten oder doch schwächere Auf- und Abbiegungen im Gefolge gehabt habe, soweit solche überhaupt noch in dem bereits umgeformten, nämlich in zahllose Falten nach erzgebirgischer Richtung gelegten Schichtengebäude möglich waren. Die Grenzen für diese Möglichkeit sind nun freilich wieder sehr

---

[1]) Schwächer wenigstens in Bezug auf die Faltung. Im Uebrigen lässt sich nicht einmal sicher sagen, ob die mechanische Arbeit in der hercynischen Richtung geringer ist, weil es nicht angeht, die verschiedenartigen Wirkungen, Faltung, Bruch, bezüglich des dazu nöthigen Kraftaufwandes abzuschätzen. Man kann nur sagen, welche der beiden Druckkräfte die am meisten in die Augen fallenden Spuren im Gebirge hinterlassen hat.

[2]) Wie überhaupt Brüche erst dann erfolgen, wenn ein Nachgeben durch Biegen nicht mehr möglich ist. — Die Risse in hercynischer Richtung, welche also durch einen hohen Grad von Spannung in Folge fortgesetzten Druckes aus NO. (bez. SW.) entstanden, dienten sodann zur Vermittelung auf- und abwärts gehender Verschiebungen und hebelartiger Bewegungen ganzer Gebirgsstücke, und wurden so zu Verwerfungen. Dass dieser Theil der Gebirgsbildung erst eintrat, nachdem die Faltungsvorgänge ganz oder grösstentheils abgeschlossen, ist wohl allgemeine Annahme.

schwer anzugeben. Denn einerseits wird man, entsprechend allgemeinen Sätzen der Festigkeitslehre, sagen: soweit die enge Zusammenfaltung in NO.-Richtung Platz gegriffen, d. h. über den grössten Theil des Gebirges hin, muss, starren Zustand der gefalteten Masse vorausgesetzt, eine Versteifung und Verfestigung des ganzen Schichtenkörpers, eine Vergrösserung des Widerstandes gegen nun folgende Biegung durch Druck aus NO. oder SW. eingetreten sein; und mehr noch wird man die Möglichkeit einer völligen Umfaltung, m. a. W. einer Umsetzung der NO. streichenden Engfaltung in eine solche nach NW. bis zur Verwischung der ersten, mit gutem Grund bezweifeln. Aber andererseits ist das Nebeneinander-Bestehen zweier Faltungen in kreuzender Richtung, die eine meist schwächer als die andere, wie bemerkt, thatsächlich beobachtet worden; und somit mögen die Grenzen der Möglichkeit für die Ausbildung nordwestlich streichender Sättel u. s. w. in den bereits nordöstlich gefalteten Schichten vielleicht etwas weiter sein, als man von vorn herein geneigt ist zuzugeben [1]). —

[1]) Wie man sich diese Möglichkeit erklären will, ist wieder eine besondere Frage. Einen noch nicht völlig verfestigten Zustand der Schichten nach der Engfaltung in NO.-Richtung annehmen zu wollen, hat nach meiner Ansicht sehr wenig für sich. Waren sie aber bereits starr, so müssen wir eine Bewegung in festem Zustande zugeben, und kämen so auf das in neuerer Zeit so viel besprochene, hier jedoch nicht weiter zu verfolgende Kapitel von der Umformung der Gesteine im festen Zustand.

Diese immer merkwürdig bleibenden Vorgänge, die sich in festen Gesteinen vollziehen, lassen eine Anwendung der Sätze der Festigkeitslehre auf Schichten und Gesteine nur bedingungsweise zu. Anderenfalls würde die Versteifung einer in bestimmter Richtung in enge Falten gelegten Schichtenmasse gegen eine kreuzende Biegung und Faltung, aus der eingetretenen Veränderung (Verschmälerung, dabei aber Erhöhung) des Querschnitts bedingungslos gefolgert werden dürfen.

Man könnte beim Beurtheilen der Wirkung eines nachträglichen Seitendruckes, der das bereits in erzgebirgischem Sinne stark zusammengeschobene Schichtengebäude in der hercynischen Richtung zu falten sucht, auch an einen Vergleich denken mit dem Verhalten, welches, nach den neueren Ansichten der Geologie, fertig gefalteten Gebirgen bei der Aufstauung jüngerer Faltengebirge (Alpen, nordamerikanische Kettengebirge u. s. w.) zukommt, die der neuen Faltung gegenüber als starre Massen, als Hindernisse dastehen; dieser Vergleich würde indessen nicht zutreffend sein, weil man es dort mit Gebirgen zu thun hat, deren Bildung (bis auf Erosionsvorgänge und einzelne säculare Bewegungen) abgeschlossen ist, während in unserem Falle nur Phasen ein und derselben Gebirgsbildung in Betracht kommen.

Unsere Meinung geht nach Allem dahin, dass jedenfalls ein Theil der Wirkungen in hercynischer Richtung erst nach erfolgter Hauptfaltung in erzgebirgischem Sinne eingetreten sei, ein Theil derselben jedoch, oder die erste Anlage mancher NW. streichenden Sattel- und Muldenbiegungen aber auch aus früherer Zeit herrühren könne[1]; und es wäre dies nur ein besonderer Fall der in den verschiedensten Gegenden fast gesetzmässig wiederkehrenden Erscheinung, dass dynamisch geologische Vorgänge in ein und derselben Richtung, oder in bestimmten Linien, sich zu sehr verschiedenen Zeiten wiederholen können.

An einigen besonderen Fällen aus der Umgebung von Gräfenthal sei noch erläutert, wie die beiden Streichrichtungen neben einander erscheinen, und innerhalb eines nicht sehr ausgedehnten Raumes nahe zusammentreten. Diese Erscheinungen im Einzelnen aufzuklären, bleibt immer schwierig. Liegt der Fall so, dass man in der Tiefe eines Thales die eine, auf den benachbarten Höhen die andere Streichrichtung beobachtet, so kommt man leicht auf die Deutung, dass die verschieden streichenden Theile verschiedenen Tiefenzonen angehören, in welchen, vielleicht sogar gleichzeitig, in Folge verschieden gerichteten Druckes verschiedene Sattelbildungen sich vollzogen; es findet solches am oberen Schlagethal statt, wo man im Thalgrunde, im Cambrium, wiederholt ein nordwestliches Streichen findet, während auf den südwestlich angrenzenden Höhen (Hohe Lass, Assberg) im Untersilur, wie die Richtung der Eisensteinzwischenlager deutlich anzeigt, ein nordöstliches Streichen besteht[2]. Aehnlich bei Königsthal im Gölitzthal. Wenn dagegen das abweichende Streichen nach NW. oder WNW. an stratigraphisch tiefen Schichten in hoher Gebirgslage beobachtet wird, wie an dem cambrischen Schiefer auf dem Gehege bei Gräfenthal (vergl. Fig. 1), so können

[1]) Liebe (a. a. O. S. 40) spricht sich dahin aus, dass die beiden Sattelungen zeitlich nicht weit auseinanderliegen, wenn auch die Frankenwaldsattelung etwas jünger sei.

[2]) Die Eisensteinlager, genau bezeichnet durch die zahlreich an einander gereihten Pingen des alten Bergbaus, lassen sich hier in nordöstlicher Richtung bis nahe an die quer dazu hinziehende Grenze des Cambrium verfolgen.

wir dies vielleicht so verstehen, dass derartige Gebirgstheile zwischen anderen, welche bereits in nordöstlich streichende Falten gelegt waren, empor geschoben wurden, in Folge einer in grösserer Tiefe vor sich gehenden Faltenbildung oder Sattelung in hercynischer Richtung; um den hierzu nöthigen Raum zu erhalten, sind dann aber etwa nordwestlich verlaufende Brüche und starke Verschiebungen der nordöstlich streichenden Theile an diesen Rissen, m. a. W. Verwerfungen in nordwestlicher Richtung und Verkürzungen in nordöstlicher Richtung erforderlich. In der That wird das cambrische Gebirge zwischen Gräfenthal und Lauenstein an seiner nördlichen und südwestlichen Seite von bedeutenden derartigen Unregelmässigkeiten begleitet[1]. — In ähnlicher Weise sind wohl noch einige andere, z. Th. bedeutende Verwerfungen in der Gräfenthaler Gegend, die eine WNW.- bis NW.-Richtung einhalten,

---

[1]) Das hohe Hervortreten der alten, cambrischen Schichten südlich und südöstlich von Gräfenthal zwischen den jüngeren, in gestörter Lagerung angrenzenden Schichtengruppen erinnert einigermassen an Fälle, wo krystallinische Schiefer neben jüngerem Gebirge erscheinen. —

Bereits v. Gümbel (a. a. O. S. 634) spricht von diesem inselartigen Vortreten des Cambrium am Gehegberg, und vergleicht die dasselbe begleitenden Verhältnisse mit solchen, die im Fichtelgebirge bei der Münchberger Gneissgruppe vorkommen.

Die oben ausgesprochene Ansicht über die Lagerung des cambrischen Gebirges SO. von Gräfenthal würde auch dann noch zulässig erscheinen, wenn die auf der Höhe des Geheges so deutlich ausgesprochene westnordwestliche Streichrichtung keine allgemeine Verbreitung in diesem Gebirgstheile haben sollte; das Auftreten der Gesammtheit dieses Cambrium mit den begleitenden Erscheinungen weist auf eine Wirkung in der hercynischen Richtung, die erst nach Bildung der nordöstlich streichenden Hauptfaltung ihren Abschluss fand. Die erste Anlage zur jetzigen Gestaltung mag allerdings auch hier in frühere Zeit zurückgreifen.

Hierbei wollen wir dahin gestellt sein lassen, ob die westnordwestliche Streichrichtung am Gehege mit der von Liebe für selbständig und für sehr alt betrachteten Sattelung in OSO.-WNW. als Eins zu erachten ist oder nicht. Es ist wohl sehr schwer zu sagen, wie weit eine faltende oder sattelbildende Wirkung im Gebirge, welche von einem Seitendruck aus NO. angeregt ist, auch auf eine längere Strecke hin (abgesehen von den kleinen Faltenbiegungen, Knicken u. s. w.), durch Ablenkung oder Kraftzerlegung von der reinen SO.-NW.-Richtung abweichen kann; oder, was dasselbe ist, denjenigen Grad von Abweichung zu bestimmen, bei welchem auf eine besondere, selbständige tektonische Kraft geschlossen werden muss.

zu beurtheilen; eine derselben zieht an Lippelsdorf und Taubenbach (Fig. 3) vorbei und bringt das Cambrium in Berührung mit jüngeren Gruppen.

Nur mit einigen Worten berühren wir zum Schlusse die Verhältnisse der transversalen Schieferung[1]. Ob wir dieselbe nun als Wirkung des Seitendruckes auf die Schichten oder mit Liebe[2] als hervorgegangen aus dem Gegendrucke der Gesammtschichtenmasse beim Aufhören des Seitendruckes betrachten wollen, darin wird Uebereinstimmung der Ansichten bestehen, dass diese physikalische Aenderung der ursprünglichen Beschaffenheit der Schieferschichten erst nach ganz oder nahezu abgeschlossener Zusammenfaltung zur Ausbildung gelangte. Ueber die Erklärung der Lage der Schieferung können indess wieder Zweifel bleiben, soweit das Streichen derselben von dem der Schichten und Falten merklich abweicht. Das ist aber in unserem Gebirge der Fall, und ich bin noch zu keiner bestimmten Ansicht darüber gelangt, ob dieses abweichende Streichen der Schieferung mit einem dritten und vierten selbständigen tektonischen Druck (beziehentlich dem Gegendruck) oder einfach mit Resultirenden aus den beiden Hauptkräften in Verbindung zu bringen ist. Thatsächlich macht sich in der Gräfenthaler Gegend (nämlich im östlichen, besonders südöstlichen Theile der Section Gräfenthal, auch etwas darüber hinaus, nach S., gegen Lichtenhain auf Section Spechtsbrunn hin) nicht etwa ein nordöstliches oder nordwestliches, sondern ein nordnordöstliches bis nördliches Streichen der Schieferung mit einem Einfallen nach WNW. — W. (mitunter sogar WSW.) mit besonderem Nachdrucke geltend, freilich nicht ausnahmslos; in gewissen Schiefergruppen, so im Untersilur, auch im Oberdevon und unteren Culm, tritt es in grosser Beständigkeit auf. Weiter westlich und südwestlich verliert sich diese Richtung, und statt ihrer tritt im Allgemeinen nordöstliches Streichen der Schieferung

[1] Näheres in einem früheren Aufsatze »Ueber Transversalschieferung u. s. w.«, dieses Jahrbuch für 1881, S. 258 ff. — Vgl. ferner Liebe a. a. O. S. 41 ff. — v. Gümbel a. a. O. S. 640 ff.

[2] A. a. O. S. 42.

mit Einfallen nach NW. ein; in gewissen Strecken des Gebirges stellt sich aber auch ziemlich beständig ostnordöstliches Streichen, mit Fallen nach NNW. ein, so dass diese verschiedenen Lagen an gewisse Theile des Gebirges gebunden erscheinen. Weiter östlich, im Vogtland (Ostthüringen) herrscht nach Liebe vorzugsweise nordöstliches Streichen der Schieferung mit Einfallen nach NW.



Ein neuer Monomyarier aus dem ostthüringischen Zechstein (Prospondylus Liebeanus).

Von Herrn **Ernst H. Zimmermann** in Jena.

(Hierzu Tafel II.)

Schon seit langer Zeit ist die Fauna des Zechsteins in der Umgebung von Pössneck in Thüringen (Section Ziegenrück) durch ihre Reichhaltigkeit an Arten wie Individuen und die vorzügliche Erhaltung derselben bei den Paläontologen bekannt; kann sie doch in diesen Vorzügen mit jeder anders woher aus dem Zechstein bekannten Fauna wetteifern.

Aber man irrt, wenn man glaubt, diese Fauna einigermassen gleichmässig durch die gesammten Schichten vertheilt zu finden; im Gegentheil: der geschichtete Zechstein um Pössneck ist auffällig arm an Versteinerungen, im Gegensatz z. B. zu dem von Gera und Neustadt a./O., und die ganze classische Pössnecker Fauna ist angehäuft in dem Bryozoënriff und ist am besten aufbewahrt und aufgeschlossen in dem oft ausgezeichnete Ueberguss-schichtung zu erkennen gebenden »Vorriff«, wie LIEBE das gleichzeitig mit der Riffbildung entstandene Haufwerk von abgestürzten Riffblöcken in gröberem oder feinerem Dolomitgrus nennt, welches den Fuss der Riffe umgiebt.

Ist darum die Auffindung einer neuen Versteinerung im geschichteten Zechstein schon von localem Interesse, und wird dieses dadurch erhöht, dass diese Versteinerung, die ich *Prospon-*

dylus Liebeanus nenne, für den Zechstein überhaupt neu ist und vor dessen übrigen Mollusken sich durch ihre stattliche Grösse auszeichnet, so verdient sie wissenschaftlich vor allem deswegen Beachtung, weil sie ein ausgezeichnetes Bindeglied zweier getrennter Monomyarierfamilien darstellt, deren bezeichnende Merkmale sie je zum Theil in sich vereinigt.

Es mögen der Beschreibung dieser neuen Bivalve einige nähere Angaben über die Fundstelle, die Art des Vorkommens und der Erhaltung, über die Vergesellschaftung mit anderen Arten und über das Muttergestein vorausgehen.

Etwa $4^1/_2$ Kilometer südwestlich von Pössneck liegt die Stadt Ranis. Deren westliches Ende, der Friedhof, bezeichnet ungefähr den südlichen Eingang eines ehemaligen, kaum 600 Meter breiten, 1100 Meter nach Nordost sich erstreckenden Busen des Zechsteinmeeres zwischen dem südöstlich davon hochaufragenden, jetzt durch die Burg Ranis gekrönten Raniser Riff und einem nordwestlich gelegenen, nur ca. 100 Meter breiten Zuge niedrig gebliebener, an ihrer Basis verwachsener Riffanfänge, die auf einer im Schichtenstreichen (ungefähr NO.) von Wöhlsdorf nach Schloss Brandenstein sich hinziehenden Reihe von Kulmklippen aufsitzen; gegen Nord und Nordost ist der genannte Busen durch das grosse Brandensteiner Riff abgeschlossen, gegen Süd und Südwest offen gewesen. Da aber hier im Süden die alte Meeresküste zu suchen ist, so gehört die Bucht der durch das vorlagernde Barriereriff geschützten Lagune an, und in dieser Lagune, nur einige Meter vom Südfuss des schmalen niedrigen Riffzuges entfernt, ist es, wo sich unsere Bivalve an einer Stelle massenhaft angesiedelt hatte. Diese Stelle befindet sich dicht an der von Ranis nach Crölpa führenden Strasse, auf deren Ostseite, etwa 750 bis 800 Schritt vom oben bezeichneten Friedhof entfernt, und ist durch einen kleinen, jetzt verfallenen Steinbruch aufgeschlossen. Es ragte dort eine nur ein paar Meter breite Grauwackenklippe etwa 3 Meter über ihre Umgebung empor und diente der Zechsteinfauna, als diese — bei der Transgression des Dyasmeeres über die schon in ihrer Lagerung gestörten und vielfach der Erosion unterlegenen Kulmschichten — einwanderte, als ein passender Ansiedelungs-

punkt. Die erste Schicht, welche sich zwischen und auf die Schichtenköpfe der Grauwackenklippe niederschlug[1]), schloss zugleich die uns interessirende Bivalve mitsammt ihren zahlreichen Begleitern ein. Am reichsten, so dass Schale an Schale stösst, ist der untere Theil dieser etwa 1 bis 2 Decimeter mächtigen Schicht. In dem oberen Theile sind nur noch die auch im Geraer und Neustädter Zechstein bekannten bandförmigen Tange in bituminösen Spuren übrig, welche als Tange zwar sicher deutbar, wegen mangelhaftester Erhaltung aber nicht näher bestimmbar sind. Die darüber folgenden, sehr thonig-mergeligen Schichten sind geradezu versteinerungsleer.

Was das Mengenverhältniss der unsere Bivalve begleitenden Formen betrifft, so dürften einige Zahlenangaben darüber nicht ohne Interesse sein, die auf das von mir bei drei Ausbeutungen eingesammelte Material gegründet sind. Allen voran steht an Individuenmenge *Spirifer alatus* SCHLOTH., dessen Zahl garnicht festzustellen ist. Dann folgt *Arca striata* SCHLOTH. und — dieser etwa gleichkommend — unser *Prospondylus*, von welchem mir über 100 einzelne Klappen vorliegen. Es schliesst sich daran *Camerophoria Schlotheimi* v. BUCH, deren Individuenzahl ich nicht näher bestimmt habe; dann *Strophalosia lamellosa* GEIN., von der ich an meinen Handstücken 50 kleine Schalen zähle, eine Zahl, die in Folge der nicht besonders auf diese Species gerichteten Absicht meines Sammelns noch ziemlich weit hinter der wirklichen Verhältnisszahl zurückstehen dürfte. Dagegen fand ich überhaupt nicht mehr als 18 Exemplare von *Productus horridus* SOW. und 10 von *Terebratula* (*Dielasma*) *elongata* SCHLOTH. Von den Bivalven müssen *Avicula* (*Pseudomonotis*) *speluncaria* SCHLOTH. mit 4 oder 5, *Pleurophorus costatus* BROWN und *Schizodus truncatus* KING mit je 3, *Gervillia ceratophaga* SCHLOTH. mit 2 Exemplaren und eine *Nucula Beyrichi* SCHNUR, und ferner ein Bruchstück von *Nautilus Freieslebeni* GEIN., 3 *Turbonilla Phillipsi* HOWSE und 1 *Turbo helicinus* SCHLOTH. als Seltenheiten gelten. Einzelne ovale Körperchen sind wohl als Ostracoden (*Cythere*) zu deuten.

[1]) Zechsteinconglomerat und Kupferschiefer sind dort nicht entwickelt.

Phyllopora Ehrenbergi Gein. und *Acanthocladia anceps* Schloth., in abgebrochenen Zweigen erhalten, zeigen wieder grössere Häufigkeit, *Fenestella Geinitzi* d'Orb. liegt dagegen wieder nur in 3 Fragmenten, *Stenopora polymorpha* Schaur. in zwei Zweigen vor. Glieder von *Cyathocrinus ramosus* Schloth. sind sehr spärlich. *Spirillina pusilla* King fand sich in drei Exemplaren. Endlich ist noch zu erwähnen, dass die Schalen des *Prospondylus* in der Regel von dünnen, röhrigen Gängen ganz durchzogen waren, welche wohl von *Cliona*-artigen Kieselschwämmen ausgenagt sein mochten; jetzt sind — in Folge der Versteinerungsart — die Steinkerne dieser Gänge als *Serpula*-ähnliche Gebilde übrig geblieben.

Wie soeben angedeutet, sind die aufgeführten Versteinerungen sämmtlich als Steinkerne, bezw. Abdrücke erhalten, und zwar ist der Erhaltungszustand im anstehenden Gestein ein ausgezeichneter; alle Einzelheiten der Skulptur, der Muskel- und Gefässeindrücke, der Band- und Schlossverhältnisse, des Brachialapparates u. s. w. lassen sich in schönster Weise untersuchen. Leider tritt aber beim Herausschlagen aus dem Gestein in Folge grosser Kurzklüftigkeit in der Regel ein Zerbrechen in Stücken oder wenigstens ein Abbröckeln einzelner Theile ein, so dass es schwer hält, für die Sammlung unverletztes Material zu bekommen. Noch schwerer ist es, den Steinkern mit dem zugehörigen Abdruck zu erhalten, und es liegen mir darum, trotz der oben genannten grossen Zahl der *Prospondylus*-Schalen, nur von 8 linken und 4 rechten Klappen die zusammengehörigen Steinkerne und Abdrücke vor. Doubletten, bei denen rechte und linke Klappen noch in Zusammenhang sich befinden, sind nicht erhalten; trotzdem kann über die Zugehörigkeit der einzelnen Klappen zu einer und derselben Art kein Zweifel bestehen.

Es mag schliesslich noch erwähnt sein, dass das Muttergestein — ursprünglich wohl ein fester, stark dolomitischer Kalk — bei Gelegenheit der Auflösung der Muschelschalen auch seines eigenen Kalkes beraubt und zu einem gelbgrauen, feinporösen, zum Theil an kleinen Blasenräumen reichen, echten Dolomit mit etwa gleichviel $CaCO_3$ und $MgCO_3$ geworden ist, der sich allerdings schon in verdünnter, kaum erwärmter Säure löst, und der nach seinem Verhalten beim Zerschlagen als »Mehlbatzen« zu

bezeichnen ist, da sich von den Bruchflächen ein feines Mehl rhomboëdrischer Kryställchen ablöst.

Gehen wir nun zur Beschreibung der Bivalve selbst über.

In ihrer äussern Gestalt erinnert dieselbe ganz und gar an einen mit breiter Fläche festgewachsenen *Spondylus*, der in seiner Skulptur nur kurze Schuppenfortsätze, keine Stacheln, besitzt. Auch das Innere ist, was das Bandfeld, die Länge der Bandgrube, Muskel- und Manteleindruck anlangt, *Spondylus*-artig. Die grösste Abweichung besteht in dem Mangel von Zähnen, die auch nicht einmal in den geringsten Spuren angedeutet sind.

Im Genaueren lässt sich über die Einzelheiten Folgendes sagen:

Der Umriss der ausgewachsenen Schalen ist mehr oder minder schief-oval, ähnlich dem von *Spondylus velatus* Gdf. (Petr. Germ. tab. CV, Fig. 4). Von dem schrägquerelliptischen bis fast kreisförmigen Haupttheil ist der dorsale, bei *Spondylus* die Zähne tragende Theil eine bedeutende Strecke weit (ungefähr $^1/_5$ bis $^1/_3$ des Kreisdurchmessers) mit ziemlich parallelen Rändern schräg nach vorn bis zum Schlossrand vorgezogen und dann noch weiter durch eine mehr oder minder hohe, bis zum Wirbel reichende Area verlängert. An kleinen bis mittelgrossen Exemplaren, von denen mir nur linke Klappen vorliegen, ist der nach vorn vorgezogene Theil und die Ohren daran oft noch nicht zu unterscheiden, auch ist der Unterrand auffällig schräg nach vorn unten ausgezogen, und die Wölbung der Schale eine so abweichende, dass man solche Exemplare kaum mit den normalen unter derselben Art vereinigen, sondern vielleicht zu *Avicula speluncaria* stellen würde, wenn nicht die bei allen zu findende, an anderen Zechsteinbivalven jedoch, die in Betracht kommen können, fehlende schräge Bandgrube und auch einige Uebergangsformen für die Vereinigung sprächen. Ein solches abweichendes Exemplar liegt mir auch aus dem Zechsteinriff vor (Taf. II, Fig. 9).

Für das Folgende ist zunächst die Unterscheidung der beiden Klappen von Wichtigkeit.

Der ziemlich grosse und meist tiefe Muskeleindruck von kreisrunder Gestalt liegt noch auf dem Haupttheil der Muschelschale, berührt aber mit seinem Rande die Grenze gegen den vorgezogenen

Dorsaltheil; er liegt dem einen Schalenrand näher als dem andern, und der erstere ist demnach der Hinterrand. Von dem Muskeleindruck zieht sich in weiter Entfernung vom Unterrand, aber diesem parallel, der Manteleindruck nach vorn, als eine mehr oder minder deutliche, besonders an linken Schalen häufig nicht wahrnehmbare Furche, die manchmal durch kleine Querfurchen wie ein Muskelansatz höckerig ist (Taf. II, Fig. 1).

Zur Entscheidung des Vorn und Hinten kann auch die Bandgrube dienen, da dieselbe in ihrer Richtung vom Wirbel aus stets nach hinten weist und in ihrer Verlängerung den Muskeleindruck treffen würde. Sie ist mehr oder minder rinnenförmig verlängert (Verhältniss ihrer Länge zu ihrer Breite schwankend zwischen 1,1 : 1 bei jungen und 4 : 1 bei ausgewachsenen Exemplaren), bildet mit dem geraden Schlossrand Winkel von 60° bis fast 90°, meistens etwa 70 bis 80 Grad, und ist durch wechselnde mehr und minder starke Anwachsstreifen parallelrunzelig.

Das Bandfeld schwankt in seiner Höhe mit der Länge der Bandgrube und ist demnach und nach seiner relativen Länge ein schmaler Streifen mit parallelen Rändern, oder eine höhere, nach hinten sich ein wenig verschmälernde Fläche oder (selten) von fast dreieckiger Gestalt wie bei *Spondylus*. Während aber bei letzterem die Area der linken Klappe stets sehr niedrig und schmal ist, indess die der rechten sich hoch erhebt, kommen bei *Prospondylus* daneben auch hohe Bandfelder an der linken, schmale an der rechten vor, und fast scheinen hohe links häufiger vorzukommen als rechts. — Das Bandfeld ist ganz eben, dem Schlossrande parallel gestreift und springt da, wo es die Grube trägt, etwas in's Innere vor. Hier lassen sich, wie schon hervorgehoben, auch nicht die geringsten Andeutungen von Höckern oder Zähnen, bezw. Zahngruben beobachten.

Der gerade Schlossrand bildet mit den oben erwähnten einander parallelen Rändern des vorgezogenen Schalentheiles Ohren, die scharf gegen den übrigen Theil der Schale abgesetzt und in ihrer Grösse merklich gleich sind. Nur das rechte vordere Ohr ist von aussen (ähnlich wie bei *Spondylus*) nicht immer deutlich, während es innen auch dann noch ganz scharf ist. An beiden

Klappen lassen sich die vorderen Ohren stets daran erkennen, dass sie gewölbter sind und zwischen sich einen grösseren Raum frei lassen als die flach auf einander liegenden hinteren Ohren. — An den unregelmässigen kleinen linken Schalen sind beide Ohren manchmal kaum oder nicht zu unterscheiden. — Ein Byssusausschnitt ist nicht vorhanden.

Beide Klappen sind zwar convex, und die linke ist in der Regel gewölbter als die rechte, aber der Grad der Wölbung ist bei den einzelnen Individuen sehr verschieden, und an der einzelnen Klappe häufig (*Hinnites*-artig) recht unregelmässig. Von Innen gesehen ist die rechte Klappe in der Regel mässig gewölbt bis fast plan; die linke ist es auch manchmal, öfter aber steigt sie vom Wirbel aus steil auf und fällt dann etwas weniger steil nach dem Unterrande ab (so immer bei den unregelmässigen kleinen Exemplaren), oder es schliesst sich an diesem Rande eine auch auf den Hinterrand sich ausdehnende, flache Erweiterung an. Der Abfall der Schale nach dem Vorderrand ist stets steiler als nach dem Hinterrand, demnach ist auch der Binnenraum vorn weiter als hinten.

Die Dicke der Schale ist am Schlossrand und in der Wirbelgegend, besonders an der rechten Schale, oft recht bedeutend: an einem mittelgrossen Exemplar mass ich 1 Centimeter. Am Unter- und Hinterrand ist sie aber stets gering. Die linke Schale war stets viel dünner als die rechte, die Skulptur ihrer Oberfläche prägte sich oft auch noch auf der Innenseite aus, oder konnte wenigstens durch den Druck beim Versteinerungsprocess auf den Steinkern übertragen werden. Skulptursteinkerne der rechten Schale sind dagegen selten.

Die Skulptur besteht aus strahlenden, am Wirbel noch zarten und schwach sich schlängelnden Rippen (wie bei *Hinnites*), die gegen den Rand hin immer kräftiger werden. Es sind etwa 18 bis 20 stärkere, zwischen denen sich je 1 oder 2, auch wohl drei feinere befinden. Auf ersteren erheben sich in unregelmässigen Zwischenräumen kurze, rinnenförmige Schuppenfortsätze, meist schräg abstehend, selten anliegend. Nach den Seiten hin wird die Berippung immer schwächer, doch treten manchmal selbst

noch auf den Ohren feine Rippen auf, die sogar noch kleine Schuppenfortsätze tragen können. Die blättrige Anwachsstreifung ist zwar überall deutlich, aber am ausgeprägtesten am Unterrande und auf den Ohren, auf der rechten Klappe überhaupt etwas mehr als auf der linken. Bei dicker Schale ist ihr Rand stets stark blättrig.

Bei allen Exemplaren, von denen Abdruck und zugehöriger Steinkern vorliegen und die Bestimmung der Schale, ob rechts oder links, ermöglichen, zeigt sich, dass in der Umgebung des — übrigens ganz wie bei *Spondylus* oder *Hinnites* gestalteten — linken Wirbels die Wölbung ebensowenig wie der Verlauf der Skulptur gestört wird, während sich dort an der rechten Klappe eine besondere, ansehnliche Fläche von unregelmässiger Beschaffenheit und ohne Skulptur oder mit nur äusserst zarter Radialstreifung befindet, welche nicht anders denn als Anwachsstelle gedeutet werden kann; ein deutlicher Wirbel fehlt da natürlich.

Nach der voraufgehenden Beschreibung lässt sich die Charakteristik unserer neuen Form kurz in folgender Weise zusammenfassen:

Umriss der ausgewachsenen Schale kreisrund bis länglich-oval, mehr oder minder schief; ungleichklappig; ungleichseitig; biconvex bis fast planconvex, linke Klappe meist stärker gewölbt als die rechte; diese am Wirbel mit breiter Fläche festgewachsen; beide Klappen unregelmässig gewölbt, aber nach vorn steiler als nach unten und hinten abfallend; Schlossrand gerade, zahnlos; Ohren vorhanden, ziemlich gleich in der Grösse; die vorderen bauchig, die hinteren flach; das mehr oder minder grosse, in der Höhe sehr schwankende Bandfeld zwischen Wirbel und Schlossrand ist diesem parallel gestreift; Bandgrube nicht dreieckig, meist rinnenförmig verlängert, gerade oder ganz schwach gebogen, vom Wirbel schräg nach hinten verlaufend; Muskeleindruck ziemlich gross, einfach, kreisrund, subcentral, dem Hinterrand genähert, meist tief und deutlich, ebenso der Manteleindruck; die Skulptur besteht aus 18 bis 20 stärkeren, kurze, unregelmässig vertheilte Schuppenfortsätze tragenden, und zu 1 bis 3 zwischengeschalteten feineren Rippen; Anwachsstreifung deutlich; Schalenrand blättrig. Maasse bei verschiedenen Individuen in Millimetern:

	Rechte Klappen.							
Höhe vom Schlossrand bis zum Unterrand	58	48	48	52	47	45	61 [2])	55 [3])
Grösste Länge, unterhalb des Muskeleindrucks gemessen	46	48	56	?	41	47	57	53
Länge der Bandgrube, ungefähr [1]) gleich der Höhe des Bandfeldes	?	12,5	7,5	7,5	6	4	4,5	9
Breite der Bandgrube	?	3,5	3,2	3,2	3,7	3	4	4,5

	Linke Klappen.							
Höhe vom Schlossrand bis zum Unterrand	49	51	47	46	23	27	48 [4])	45 [5])
Grösste Länge, unterhalb des Muskeleindrucks gemessen	44	?	43	43	18	36	48	45
Länge der Bandgrube, ungefähr [1]) gleich der Höhe des Bandfeldes	7,8	8	6,5	11	3,5	3,5	10	4,5
Breite der Bandgrube	3,8	3,5	3	3,2	1,5	2,5	4,8	3

Indem ich nun zur Frage nach der systematischen Stellung der eben beschriebenen Form übergehe, drängt es mich, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer und Freund, Herrn Prof. LIEBE in Gera, für die freundliche Beschaffung und Dar-

[1]) Weil die Bandgrube etwas nach Innen vorspringt.
[2]) Taf. II, Fig. 4.
[3]) Taf. II, Fig. 1.
[4]) Taf. II, Fig. 2.
[5]) Taf. II, Fig. 3.

leihung lebenden Vergleichsmateriales, sowie den Herren Professoren HÄCKEL und STEINMANN in Jena für Ihre gütige Unterstützung mit litterarischen Hilfsmitteln meinen besten Dank auszusprechen. Die amerikanische Litteratur, die mir die Herren Geh. Hofrath GEINITZ in Dresden und Oberbergrath H. CREDNER in Leipzig freundlichst liehen, bot aus Dyas und Carbon zum Vergleich ebensowenig Brauchbares, wie die WAAGEN'schen »Salt Range fossils«, die ich bei Prof. LIEBE einsehen konnte.

Der eine grosse subcentrale Muskeleindruck verweist unsere Form unter die Monomyarier. Es könnten wegen dieses Eindrucks höchstens noch die Aviculiden von den Heteromyariern in Frage kommen. Und es erinnert an diese in der That die schiefe Gestalt, und nach der Skulptur könnte man sogar einen Augenblick an *Avicula speluncaria,* die allbekannte Zechsteinleitmuschel, denken, welche in der von GEINITZ als Varietät zu ihr gezählten *Monotis Hawnii* MEEK and HAYDEN in der Art und Stärke der Ornamentik unserer Bivalve sehr nahe kommt; ja, ich nehme keinen Anstand, zu vermuthen, dass manche in den Sammlungen als grosse Exemplare von *Avicula speluncaria* aufbewahrte Bivalven zu *Prospondylus* gehören und nur wegen mangelhafter Erhaltung nicht richtig erkannt worden sind [1]). Aber die eigenthümliche Bandgrube und der Mangel jenes tiefen Byssusausschnitts, der die flache Schale der *Avicula* auszeichnet, sowie die Anheftungsfläche am Wirbel der rechten Schale, die vorderen gewölbten Ohren u. s. w. geben Unterscheidungsmerkmale genug.

Von den Familien der Monomyarier kommen nun die Anomiiden und Placuniden von vornherein nicht in Betracht. Von den Ostreiden wird unsere Muschel getrennt durch den geraden Schlossrand, die Ohren, die Richtung der Bandgrube [2]) und vor

---

[1]) Im Museum zu Jena fand ich in der That zwei ziemlich grosse, als *Avicula spel.* angegebene Steinkerne, welche nach ihrer schiefen Bandgrube mit jenen unregelmässigen linken Klappen unserer Art verglichen werden müssen. Sie stammen aus dem Zechsteinriff. Das eine Exemplar ist auf. Taf. II, Fig. 9 abgebildet.

[2]) Deren Verlängerung schneidet bei den Ostreiden nie den Hinter-, sondern mindestens den Unter-, häufig sogar den Vorderrand.

allem durch die Befestigung mit dem Wirbel der rechten Klappe. Die gryphäenartigen *Ostrea matercula* VERN. und *O. patercula* WINCHELL, die aus dem russischen und amerikanischen Carbon beschrieben sind, sind also, so sehr man bei der nahen Verwandtschaft der Zechstein- zu der Carbonfauna zunächst auch an diese festgewachsenen Monomyarier denkt, von der näheren Vergleichung ganz ausgeschlossen. Dasselbe ist der Fall mit der von KONINCK früher als *Ostrea*, jetzt als zu den Aviculiden gehörige *Pachypteria nobilissima* beschriebenen Bivalve, welche, abgesehen von der Skulptur, sich noch durch den eigenthümlichen Höcker am Schlossrand und vielleicht auch durch das leider nicht abgebildete Bandfeld hinreichend unterscheidet. — Auch die Limiden würden kaum zu erwähnen sein, wenn nicht die von QUENSTEDT (Jura, tab. 59, fig. 7) gegebene Abbildung des Inneren von *Lima proboscidea* SOW. (= *Ostrea pectiniformis* SCHLOTH. *teste* QU.) in Bezug auf Bandfeld und Gestalt und Richtung der Bandgrube eine überraschende Aehnlichkeit zeigte. Die Abweichungen in anderen Merkmalen (Ungleichklappigkeit, Befestigung durch den Wirbel, Mangel der Byssusöffnung u. s. w.) sind jedoch so, dass auch die Limiden nicht weiter zu berücksichtigen sind.

Es bleiben also die Spondyliden und Pektiniden übrig. Die Aehnlichkeit mit *Spondylus* habe ich schon eingangs hervorgehoben; hier sollen die übereinstimmenden Merkmale nochmals aufgeführt werden: Befestigung mit dem Wirbel der rechten Schale, Mangel des Byssusausschnitts, Gestalt der Area, Länge der Bandgrube, Gestalt und Grösse der Ohren, Art der Skulptur, auch wohl noch Dicke der Schale und Tiefe des Muskeleindrucks. Als Abweichungen sind dagegen aufzuführen: Schiefe Gesammtform, offene Bandgrube, einfacher Muskeleindruck, und vor allem Mangel der charakteristischen Zähne; dass die festgewachsene Schale die flachere ist, kommt auch bei manchen echten *Spondylus*-Arten vor (z. B. *Sp. asperulus* MÜNSTER [1]). Dieser Zahnmangel würde nun bei der bisher blos noch möglichen Alternative zwischen Spondyliden und Pektiniden unsere Form zu den letzteren verweisen. Da

[1]) Vergl. GOLDFUSS, tab. CVI, fig. 9.

dies aber die andern Merkmale (Bandfeld, Bandgrube, Mangel des Byssusausschnitts) nicht zulassen, so stellt unsere Bivalve eine interessante Zwischenform zwischen beiden Familien dar, und zwar eine solche, die den Spondyliden noch etwas näher steht als den Pektiniden. Da nun die eigenartige Bezahnung der Spondyliden jedenfalls eine besondere Erwerbung ist, die nicht im Zusammenhange steht mit der Ausbildung der Schlosszähne bei den typischen Heterodonten[1]), und da ferner von den beiden in Frage stehenden, einander so eng verwandten Familien die der Pektiniden nach den paläontologischen Befunden den Spondyliden zeitlich vorausgeht, so trage ich kein Bedenken, die letzteren als einen zur selbständigen Entwickelung gelangten Zweig der ersteren aufzufassen, und unsere Bivalve muss dann, nach ihrer morphologischen Stellung zwischen beiden Familien, als Vorfahr der Spondyliden gelten, der von den Pektiniden seinen Ausgang genommen hat. So dürfte wohl der Name *Prospondylus* gerechtfertigt sein. Den Artnamen *Liebeanus* habe ich zu Ehren meines Freundes Liebe gewählt, dessen Name mit der Erforschung des deutschen und in Sonderheit des thüringischen Zechsteins, dem ja der *Prospondylus* entstammt, untrennbar verknüpft ist. — Wenn ich soeben die Abstammung von den Pektiniden hervorhob, so braucht nicht die Gattung *Pecten* selbst direkter Vorfahre des *Prospondylus* zu sein; vielmehr scheint gerade die schiefe Gestalt des letzteren noch an *Aviculopecten* zu erinnern, und es sind ja in der That noch keine echten *Pecten* in vordyassischen Schichten mit Sicherheit nachgewiesen, während in diesen *Aviculopecten* so zahlreich auftritt. *Pecten* selbst kann demnach nur als ein, wenngleich sehr naher, Seitenverwandter des Vorfahren von *Prospondylus* gelten, der sich schon dicht über der durch *Aviculopecten* gebildeten gemeinsamen Wurzel abgezweigt hat. — Die Gattung *Hinnites* Defr., welche, im allgemeinen noch ganz *Pecten*-artig, doch schon mit der Schale festwächst (wenn auch erst im Alter) und nach dem Bericht einiger Autoren auch schon ein höheres Bandfeld mit verlängerter Bandgrube hat[2]),

---

[1]) Vergl. Neumayr, Zur Morphologie des Bivalvenschlosses.

[2]) Die mir zu Gesicht gekommenen Exemplare der recenten *H. pusio* und *sinuosus* lassen dies allerdings noch nicht erkennen.

kann dann entweder als ein höher oben, aber noch vor *Prospondylus* abgezweigter Seitenast betrachtet werden, oder als eine selbständig von *Pecten* ausgehende, in ihren Merkmalen nach *Prospondylus* hinneigende Entwickelung, und sie muss dies letztere mindestens so lange, als triadische, also postdyadische *Hinnites*-Arten die ältesten bekannten Vertreter dieser Gattung sind.

Sehen wir uns weiter nach Formen um, die dem *Prospondylus* nahe stehen! Da ist es vor allem die Gattung *Terquemia* TATE (*Carpenteria* DESLONGCH.). TERQUEM hebt in Le Lias inférieur etc. S. 105 die Verwandtschaft dieser Gattung mit den Pektiniden und Spondyliden besonders hervor und giebt folgende Charakteristik, die leider nicht ganz durch Abbildungen verdeutlicht wird: Ces fossiles diffèrent des Peignes par la large attache de la valve droite; par la difformité de la valve gauche, dont le crochet est rarement au sommet de la coquille; par une impression musculaire très-profonde; par une impression palléale bien marquée et irrégulière; par une fossette du ligament allongée, étroite, le plus souvent oblique, analogue à celle des Houlettes, et par le manque d'oreillettes. Ces fossiles se rapprochent des Spondyles par la disposition de la fossette ligamentaire et s'en éloignent par l'absence des dents de la charnière. Der einzige Unterschied von *Prospondylus* besteht demnach, soweit es aus dieser Beschreibung zu entnehmen ist, in dem Vorhandensein von Ohren hier, dem Mangel derselben und infolge dessen dem kürzeren, nicht mehr geraden, sondern austernartigen Schlossrand dort. Vielleicht lässt sich aber auch ein Unterschied in der Richtung der Bandgrube constatiren, der dann — der Anheftung mit der rechten Schale zum Trotz — eine weitere Uebereinstimmung der Terquemien mit den Ostreiden bezeichnen würde. Mir steht leider kein geeignetes Material zur Verfügung, um diese Untersuchungen selbst auszuführen. Hoffentlich erscheint die von NOETLING 1880 in Aussicht gestellte ausführlichere Arbeit über die Terquemien recht bald, welche auch eine Untersuchung der Beziehungen zu *Ostrea* und *Hinnites* verspricht.

Als typischer Vertreter der Spondyliden gilt auch noch die Gattung *Plicatula*. Die Befestigung mit der rechten Klappe und das Vorhandensein scharf ausgesprochener Zähne sprechen aller-

dings zu Gunsten dieser Ansicht. Mir scheint aber die abweichende Gestalt der Zähne, der Mangel der Ohren und die gänzlich andere Beschaffenheit und Lage des Bandfeldes und der Bandgrube als ein Unterschied gross genug, um die Ueberzeugung zu begründen, dass die Vereinigung von *Plicatula* und *Spondylus* in derselben Familie keine natürliche sei. Wenn man bedenkt, dass innerhalb der Gattung *Pecten* bei der Untergattung *Lyropecten* CONR. (*Spondylopecten* ROEDER) sich ebenfalls eine Entwickelung zahnartiger Leisten neben der Bandgrube geltend macht, und überhaupt die Zahnbildung bei den Bivalven einem grossen Wechsel in ihrer Intensität unterliegt, so wird man einen Versuch, anderswo eine natürliche Verwandtschaft für *Plicatula* aufzufinden, nicht für so ganz grundlos halten, und ich möchte zum Schluss noch die Vermuthung aussprechen, wenn ich es auch mit dem mir zu Gebote stehenden Material nicht beweisen kann, dass in *Terquemia-Plicatula* eine Parallelentwickelung zu *Prospondylus-Spondylus* vorliege.

Tafel II.

Prospondylus Liebeanus ZIMMERMANN.

Fig. 1. Rechte Schale; Abdruck der Innenseite. Der Manteleindruck ist nach einem andern Exemplar ergänzt.

Fig. 2. Linke Schale; Abdruck der Innenseite.

Fig. 3. Linke Schale; Skulptursteinkern; mit schmalem Bandfeld.

Fig. 4. Rechte Schale; Abdruck der Innenseite, z. Th. Skulptursteinkern; mit schmalem Bandfeld.

Fig. 5. Linke Schale eines jungen Exemplars, Normalform; Skulptursteinkern.

Fig. 6. Rechte Schale, Abdruck der Aussenseite; Vorderrand mit vorderem Ohr verbrochen; Anwachsfläche und hinteres Ohr deutlich.

Fig. 6a. Profil derselben Schale nach der Linie ✳X.

Fig. 7. Linke Schale von aussen; die Zeichnung ist hergestellt nach dem Gelatine-Abguss des Schalenabdrucks eines Exemplars und vervollständigt nach einem zweiten Exemplar.

Fig. 7a. Profil des Hauptoriginals zu Fig. 7.

Fig. 8. Linke Schale eines abweichenden Exemplars, Steinkern.

Fig. 9. Desgleichen, aus dem Bryozoenriffgestein der Altenburg bei Pössneck.

Fig. 10. Bruchstück eines sehr hohen Bandfeldes einer linken Schale, Abdruck.

Sämmtliche Figuren sind in natürlicher Grösse und, mit Ausnahme der Figur 7, nach der Natur gezeichnet.

Die Originale zu den Figuren 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8 und 10 befinden sich in der Sammlung des fürstlichen Gymnasiums zu Gera, ebenso das zur Ergänzung von Fig. 7 zu Hilfe genommene Exemplar; dagegen sind die Originale zu Fig. 7 und 9 im grossherzoglichen Museum zu Jena.

Mit Ausnahme des Originals zu Fig. 9 sind alle anderen Originale von dem Hauptfundort zwischen Ranis und Crölpa bei Pössneck.

Untersuchungen im Rybniker Steinkohlengebiete Oberschlesiens.

Von Herrn **E. Weiss** in Berlin.

Im Auftrage der geologischen Landesanstalt wurden von mir im Rybniker Steinkohlengebiete Untersuchungen ausgeführt, um eine eingehendere Kenntniss über die dortigen geologischen Verhältnisse zu gewinnen. Anlass dazu gaben besonders die von der »Gewerkschaft der Loslauer Gruben« bei Loslau unternommenen 4 Tiefbohrungen, deren Bohrkerne, die sämmtlich erhalten und dort aufbewahrt wurden, im Einzelnen, namentlich auf ihren Inhalt an Versteinerungen, zu prüfen waren. Bereits im April, dann wieder im Anfang August 1885 unterzog sich der Verfasser, beim zweiten Besuche mit Unterstützung des Herrn Dr. POTONIÉ, der obigen Aufgabe und lieferte hierüber, sowie über die Ergebnisse der Studien im Rybniker Revier überhaupt bereits im Mai und August desselben Jahres Berichte, aus welchen das Wesentlichste hier folgen mag. Inzwischen wurde durch Herrn D. STUR in den Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt zu Wien vom 31. Juli 1885, S. 248 eine briefliche Notiz des Herrn Bergrath LOBE in Königshütte publicirt und mit einigen Bemerkungen über eingesendete Versteinerungen aus dem Loslauer IV. Bohrloch versehen. Der hieraus gezogene Schluss auf die Stellung der durchbohrten Schichten stimmt mit unseren Resultaten überein.

Die 4 Bohrlöcher befinden sich in der Nähe der Stadt, südöstlich (No. 3 und 4) und nordöstlich (Nr. 1 und 2) von hier. Das letztere hat nordöstliches Fallen der Schichten ergeben, die anderen südwestliches mit zum Theil steilen Winkeln.

An organischen Resten am ergiebigsten waren die Kerne aus Bohrloch No. 1, nächstdem von No. 4; sie bestehen in Pflanzenresten und Meeresthieren. Namhaft zu machen sind für jetzt an Pflanzen als besonders häufig Stigmarien, Calamiten, Sphenophyllen und Farne, insbesondere:

Stigmaria inaequalis; *Calamites transitionis*, *acuticostatus*, *ramosus*; *Sphenophyllum tenerrimum*; *Sphenopteris elegans*, *divaricata* und verwandte, Typus der *Larischi*, *dicksonioides*, *distans* und verwandte, auch *Stachei* und verwandte. Sigillarien wurden nicht gefunden, von Resten, die auf *Lepidodendron* deuten, nur *Lepidophyllum*, nichts Unzweifelhaftes von Asterophylliten oder Annularien. Stur a. a. O. führt nur *Calamites ramifer* auf, der zu *C. ramosus* zählt.

Diese Vertreter der Flora beweisen, dass die sie bergenden Schichten der Abtheilung unter den Saarbrücker Schichten oder besser unter der Sigillarien-Stufe, nämlich der Sagenarien-Stufe, von Stur Ostrauer oder Waldenburger Schichten genannt, angehören. Da dieselben keine anderen Formen sind als die im ganzen Rybniker Gebiete vorkommenden, so sind offenbar, wie es schon früher Stur annahm, die ganzen Ablagerungen bei Rybnik mit den Ostrauer Schichten gleichaltrig.

Erfreulich ist es, dass die Bohrkerne von Loslau aber auch eine bemerkenswerthe Anzahl von marinen Thierresten geliefert haben. Obschon dieselben noch einer weiteren Untersuchung vorbehalten wurden, mag doch hier schon mitgetheilt werden, dass die namhaftesten Dinge darunter aus folgenden bestehen:

Nucula gibbosa, *Leda attenuata*, *Anthracosia*, *Modiola Carlotae*, *Schizodus* sp., Gasteropoden, *Bellerophon Urii*, *Orthoceras undatum*, *telescopiolum*, *Lingula mytiloides*, *Discina nitida* u. a. m. Stur bestimmte am angeführten Orte *Tellinomya gibbosa* Stur (= *Nucula gibbosa*?) und *Spirifer glaber* Mart. aus Bohrloch IV.

Diese Fauna stimmt ganz mit der von Roemer aus Schichten unter dem Sattelflötz von Königshütte etc. beschriebenen, ebenso wie mit der in den Schichten bei Ostrau auftretenden, welche Stur mittheilt. Durch Kosmann sind bei Königshütte etc. 11 Horizonte mit solchen thierischen Petrefacten (mehrfach jedoch nur mit *Modiola Carlotae*, einer sogenannten *Anthracomya* und *Lingula mytiloides*, den verbreitesten unter ihnen) bekannt geworden, von welchen das Hauptvorkommen das sogenannte Muschelflötz oder die marine Conchylienschicht F. Roemer's 15—17 Meter unter dem Sattelflötze ist, namentlich in Bezug auf Reichhaltigkeit der Formen. Der oberste Horizont liegt 62 Meter über dem Sattel- und 2 Meter unter dem Heintzmannflötz, der tiefste 121—124 Meter unter dem Sattelflötze. Unter dem Sattelflötze sind 8, über demselben nur 3 Horizonte muschelführend bekannt.

Im Ostrauer Gebiete führen von den dort unterschiedenen 5 Schichtengruppen mit Ausnahme der 4. alle auch thierische Reste, am meisten aber die 3. (von unten an gezählt). Die 5. (oberste) Gruppe enthält ein bis 128 Zoll mächtiges Kohlenflötz (Johannaflötz) und ist überhaupt die kohlenreichste des dortigen Gebietes, von thierischen Resten sind aber nur wenige darin bekannt geworden. Die an marinen Resten reichsten Schichten liegen in der 3. Ostrauer Gruppe 46—60 Meter im Hangenden des Franziskaflötzes in einer flötzleeren Partie.

Bisher war im Rybniker Gebiete das Auftreten von *Modiola Carlotae* F. Roemer im Hangenden des Egmontflötzes der Charlottengrube bei Czernitz bekannt, wo sie theils in einem Brandschiefer als oberste Lage des Kohlenflötzes, theils in dem weichen Schieferthon darüber in Masse auftritt. Dieselbe Muschel habe ich nun auch an 2 andern Punkten aufgefunden, nämlich am Schmidschacht der Leogrube bei Czernitz und im Hangenden des Fundflötzes der Annagrube bei Pschow. Endlich ist sie in grösserer Zahl uns auch durch Herrn Berginspector Brendel von der Hoymgrube bei Czernitz aus Brandschiefer des Hangenden vom Carolusflötz am Goldammerschacht zugekommen, hier aber zugleich mit *Nucula gibbosa* und anderen für jetzt nicht bestimmbaren Muschelresten.

Völlige Identität der Loslauer und Rybniker Vorkommen mit den anderen hier genannten ist weder nach den Verhältnissen bei Königshütte noch nach denen von Ostrau nachweisbar; es ist indessen eine grössere Aehnlichkeit mit den letzteren als mit den ersteren unverkennbar, daher die Wahrscheinlichkeit sehr gross, dass man es bei Loslau mit Schichten zu thun hat, welche nahezu oder völlig der 3. Ostrauer Gruppe entsprechen. Jene nördlicheren Punkte aber, wo die Gruben Hoym, Charlotte, Leo bei Czernitz bauen, wohl auch Annagrube bei Pschow, Emmagrube etc. dürften einer hangenderen Gruppe entsprechen. Unter ihnen ist anerkanntermassen die Beatensglückgrube in den hangendsten Schichten dieses Gebietes belegen. Leider sind von dieser Grube keine für Altersbestimmung brauchbaren Reste erhalten worden; gleichwohl spricht nichts gegen ihre Zugehörigkeit noch zu den Ostrauer Schichten.

Da die Flora der Sattelflötzschichten zwischen Zabrze und Myslowitz bereits eine Mischflora darstellt und über denselben sofort die Formen der Saarbrücker Stufe in grösserer Zahl auftreten, so ist unzweifelhaft die dortige Sattelflötzgruppe an der Grenze der beiden Stufen gelegen und entspricht ganz oder zum Theil der 5. Ostrauer Gruppe. Diese Schichten mögen im Rybniker Gebiete nicht fehlen, aber sie würden hier nur die obersten Schichten bilden können und enthalten nicht die mächtigen Flötze des Zabrze-Myslowitzer Zuges. Noch weniger darf man danach diese mächtigen Flötze in den Tiefbohrungen bei Loslau annehmen. Noch ist eine wichtige Controllbohrung daselbst im Gange und nach Beendigung derselben wird eine eingehendere Darstellung der dortigen Verhältnisse am Platze sein.

Mittheilungen über das Alluvium der Rathenower Gegend.

Von Herrn **Felix Wahnschaffe** in Berlin.

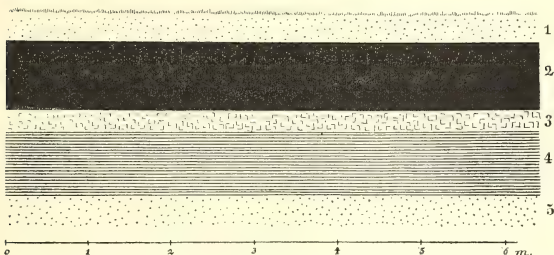
In den mit Alluvialbildungen erfüllten Niederungen, welche sich südlich des grossen Thalsandgebietes der Königlichen Forst Grünaue bei Rathenow ausdehnen und von dem vielfach gewundenen Laufe der Havel durchschnitten werden, zeigt sich oft eine so wechselvolle Schichtenfolge von scharf mit einander contrastirenden Absätzen, dass ihre Bildung nur durch einen mannichfachen Wechsel der Verhältnisse in der Alluvialzeit zu erklären ist. Ein sehr bemerkenswerthes Profil dieser Art findet sich auf Blatt Bamme bei dem nordöstlich von Pritzerbe am rechten Ufer der Havel gelegenen Dorfe Döberitz in den Thongruben von Taege und Voigt.

Die erstgenannte Grube liegt 1,5 Kilometer östlich von Döberitz am südlichen Ende der sich in nordöstlicher Richtung von dem Havelgebiet abzweigenden jungalluvialen Rinne, durch welche eine Verbindung desselben mit den weit verzweigten Niederungen des havelländischen Luches an der Lehrter Bahn zwischen Nennhausen und Buschow hergestellt wird.

Das an der nordwestlichen Wand dieser Grube beobachtete Profil, welches in Fig. 1 wiedergegeben worden ist, zeigt die nachstehende Schichtenfolge.

Profil von der N.W.-Wand der W. Taege'schen Thongrube östlich Döberitz.

Fig. 1.



1. Jüngster Fluss-Sand. 2. Torf. 3. Wiesenkalk. 4. Schlick. 5. Thalsand.

Die oberste Decke wird durch einen feinkörnigen, weissen Alluvialsand von 3 Decimeter Mächtigkeit gebildet. Darunter folgt eine 8,5 Decimeter mächtige Schicht tiefschwarzen Torfes, welche sowohl mit dem darüber liegenden Sande als auch mit dem darunter folgenden 2,5 Decimeter mächtigen Wiesenkalk sehr scharf durch ihre Farbe contrastirt. Letzterer besteht unmittelbar unter dem Torfe aus einem ziemlich reinen kohlensauren Kalk. Die von mir ausgeführte Untersuchung ergab folgendes Resultat:

Kohlensäurebestimmung
mit dem Mohr'schen Kohlensäureapparat durch Wägung aus der Differenz.

Substanz bei 110^0 C. getrocknet.

Gefundene Kohlensäure		Berechneter Gehalt an kohlensaurem Kalk	
1. Bestimmung	39,24 pCt.	1. Bestimmung	89,19 pCt.
2. »	39,26 »	2. »	89,24 »
3. »	39,27 »	3. »	89,26 »
Mittel	39,26 »	Mittel	89,23 pCt.

Weiter nach unten zu nimmt der Kalkgehalt in dieser Schicht ab, wie dies aus nachstehender, in gleicher Weise ausgeführter Bestimmung hervorgeht.

Gefundene Kohlensäure		Berechneter Gehalt an kohlensaurem Kalk	
1. Bestimmung	16,31 pCt.	1. Bestimmung	37,07 pCt.
2. »	16,47 »	2. »	37,45 »
Mittel	16,39 pCt.	Mittel	37,26 pCt.

Diese Erscheinung der allmählichen Abnahme des Kalkgehaltes nach unten zu ist auch bereits von L. Dulk an den Wiesenthonmergeln der Havel von Ketzin und Paretz nachgewiesen worden [1]. Dieselben gehen dort aus Wiesenkalk in fetten kalkhaltigen Wiesenthonmergel über, der eine Mächtigkeit von 2—3 Meter erreicht.

Die Wiesenkalkschicht in der Taege'schen Grube bei Döberitz wird von einer 7 Decimeter mächtigen Bank hellblaugrauen mit Pflanzenresten durchzogenen Schlickes unterlagert, welcher nach unten zu völlig kalkfrei ist. Die Grenze des Wiesenkalkes gegen den Schlick ist eine völlig scharfe, jedoch ist etwas kohlensaurer Kalk in den obersten Theil der Schlickschicht infiltrirt worden, so dass derselbe bei Benetzung mit verdünnter Salzsäure schwach aufbraust. Die von mir ausgeführte Analyse einer aus dem unteren Theile der Schlickbank entnommenen Probe ergab folgendes Resultat:

Bauschanalyse des bei 110° C. getrockneten Materiales.

Kieselsäure	71,64 pCt.
Thonerde	12,58 »
Eisenoxyd	4,13 »
Kalkerde	1,41 »
Magnesia	1,05 »
Kali, Natron } aus der Differenz . .	3,26 »
Glühverlust	5,93 »
	100,00 pCt.

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Ketzin 1882, S. 36 u. 37.

Die Schlickbank liefert das Material für die Ziegelei. Dasselbe ist, wie dies auch die Analyse zeigt, hier nicht so eisenreich, wie der Schlick der Rathenower Gegend es sonst im Allgemeinen ist, sodass in Folge dessen die Backsteine dieser Ziegelei nach dem Brennen nicht jene hochrothe Farbe besitzen, welche die Rathenower Steine auszeichnet.

Das Liegende wird in dem in Rede stehenden Profil durch feinen Sand gebildet, der bei einer bis zu 2 Meter Tiefe geführten Bohrung noch nicht durchsunken wurde.

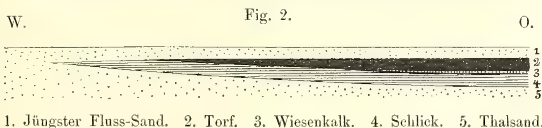
Drei hundert Meter westlich von dieser Grube befindet sich nördlich und südlich von dem nach Döberitz führenden Wege die Grube von Voigt. Das in dem nördlichen Aufschlusse beobachtete Profil ist folgendes:

Unter 1,5 Meter Sand folgt eine 2—3 Decimeter mächtige Schicht tiefschwarzen, humosen Schlickes, welche von einem blauen, 7 Decimeter mächtigen Schlick unterlagert wird. Die Wiesenkalkschicht findet sich hier nicht, sodass man annehmen muss, dass sie sich schon vorher auskeilt. Die schwarze, humose Schlickschicht ist als ein Aequivalent des Torfes in der Taege'schen Grube aufzufassen, da die Humificirung wahrscheinlich zu gleicher Zeit an dem Rande des Beckens stattfand, in welchem der Torf sich bildete. Weiter westlich von der Voigt'schen Grube keilt sich auch die Schlickbank sehr bald aus, wie dies durch Bohrungen nachgewiesen wurde, welche östlich von Döberitz überall bei 2 Meter im Thalsande blieben und auch nördlich vom Dorfe bei 3,5 Meter Tiefe diesen Sand nicht durchteuften.

Unter Zugrundelegung der beiden genannten Grubenaufschlüsse, sowie der in jener Gegend ausgeführten Bohrungen lässt sich das in Fig. 2 dargestellte Profil construiren.

Schematisches Profil durch das Jungalluvialbecken östlich Döberitz.

Fig. 2.



1. Jüngster Fluss-Sand. 2. Torf. 3. Wiesenkalk. 4. Schlick. 5. Thalsand.

Das Liegende der dortigen jungalluvialen Absätze wird durch Thalsand gebildet, dessen Ablagerung in der Abschmelzperiode des Inlandeises begann und in die ältere Postglacialzeit hineinreichte. Er bildet südlich von Rathenow weit ausgedehnte horizontale Flächen und lässt durch das Vorkommen kleiner, höchstens nur Haselnussgrösse erreichender Gerölle von Kieselschiefern und Milchquarzen, die offenbar südlichen Ursprunges sind, erkennen, dass er durch Wasser abgesetzt wurde, die von SW. her die Gegend überflutheten und mit der Elbe in Verbindung standen.

Der Schlick, welcher den Thalsand unmittelbar überlagert, gehört hier zu den ältesten Absätzen des Jungalluviums. Er wurde in vorhistorischer Zeit während einer längeren Periode abgesetzt, als noch keine Deiche an der Elbe vorhanden waren und die Wasser derselben noch den Seitenarm über Genthin nach Rathenow zu benutzten.

Auf die Beziehungen, welche der Schlick der Rathenower Gegend zu den Hochwassern der Elbe besitzt, ist bereits von mir[1]) hingewiesen worden. Auch das Kärtchen mag hier erwähnt werden, welches ich jüngst in einer kleinen Schrift[2]) über die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Rathenow mitgetheilt habe und welches die weiten Thalniederungen der dortigen Gegend und ihren gegenseitigen Zusammenhang erkennen lässt. Ferner hat Klockmann[3]) bereits über die Verhältnisse des westlich von Rathenow gelegenen Alluvialgebietes eine Mittheilung gegeben.

In petrographischer Hinsicht sind die Schlickabsätze der Rathenower Gegend völlig ident mit den Schlickbildungen des alten Elbthales bei Magdeburg, welche ebenfalls frei von kohlensaurem Kalk sind und sich meist durch einen hohen Eisengehalt auszeichnen[4]).

[1]) Briefliche Mittheilung über die geognostische Stellung der Schlickbildungen bei Rathenow. Dieses Jahrb. f. 1882. Berlin 1883, S. 439—441.

[2]) Die geolog. Verhältnisse der Umgegend von Rathenow. 1886. (Verlag von M. Babenzien in Rathenow.)

[3]) Dieses Jahrb. f. 1883. Berlin 1884, S. LX—LXIV.

[4]) Vergl. die Analysen in F. Wahnschaffe: Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg, mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Berlin 1885, S. 96 u. 97.

Der über dem Schlick nicht nur in der Taege'schen Grube, sondern an mehrfachen Stellen in dieser Niederung vorkommende Wiesenkalk gehört einem anderen Abschnitte der Alluvialzeit an. Er verdankt seinen Absatz den bekanntlich sehr kalkhaltigen Wassern der Havel, welche diese Gebiete überfluthete und in seitlichen Buchten den aus dem Diluvium ihr zugeführten Kalk wieder absetzte. So entstanden auch die ausgedehnten Lager von Wiesenthonmergel und Wiesenkalk in der Ketzin-Etziner Bucht, welche nach meiner Auffassung als ein Aequivalent des bei Döberitz über dem Schlick vorkommenden Wiesenkalkes angesehen werden müssen.

Nach dem Kalkabsatz folgte eine Periode der Torfbildung, welche einen ziemlichen Zeitraum eingenommen haben muss, da sich in der Rathenower Gegend bis zu 2 Meter mächtige Torfablagerungen über dem Schlick finden. Es mag besonders hervorgehoben werden, dass der grössere Theil der Torfbildungen in der Rathenower Gegend erst nach Absatz des Schlickes gebildet worden ist. Dies zeigen sowohl die Bohrungen bei Elslake und Witzke, als auch die Aufschlüsse bei der Lieper Ziegelei. Nur ein einziges Bohrloch nördlich von Rathenow ergab eine humose Schicht unter dem Schlick.

Der Sand, welcher in der Voigt'schen Grube den humosen Schlick und in der Taege'schen den Torf bedeckt oder auch sonst in dieser Gegend als Decke des Schlickes vorkommt, gehört zu den jüngsten Bildungen des Alluviums, deren Absatz z. Th. wahrscheinlich noch zu historischer Zeit stattfand. Einen sehr klaren Bericht über die uns überlieferten Elbüberschwemmungen hat bereits WAGENER [1]) in den Denkwürdigkeiten der Churmärkischen Stadt Rathenow gegeben. Dort heisst es auf Seite 285 wörtlich:

»Ungeachtet Rathenow an der Havel und zwar am natürlichen rechten Ufer dieses Flusses und vom Elbstrome ziemlich entfernt liegt, so haben doch die hiesigen Fluren nicht sowohl durch die

---

[1]) S. CH. WAGENER, Denkwürdigkeiten der Churmärkischen Stadt Rathenow. Berlin 1803.

Havel, als vielmehr durch die Elbe gelitten, deren Fluthen sich quer über das Havelbett in die Mittelmark hinein ergossen. Gewöhnlich wurden die Unglücksfälle von einem Durchbruche der Elbwälle bei Burg, fünf Meilen oberhalb Rathenow, veranlasst. Die Elbe ergoss sich von dort aus über alle die zwischen hier und Burg niedrig gelegenen Dorfschaften. Von hier aus lief dann das Elbwasser wieder innerhalb des Havelbettes nach Havelberg ab und strömte bei Quitzöbel in das gewöhnliche Elbbette zurück.

Die älteste Elbüberschwemmung, deren schreckliches Andenken die Voreltern verewigten, ist die vom 12. Februar des Jahres 1566. Die schon sehr verwitterte Inschrift eines am Havelthore eingemauerten Sandsteins, deren Ort (Manneshöhe über dem dortigen Fussboden) den damaligen höchsten Wasserstand anzeigt, sagt aus, dass die Fluth von einem Elbwalldurchbruche bei Burg veranlasst worden sei und alle Saaten ersäuft habe. Sie lautet wörtlich also:

A. DOM. M. D. LXVI. DIE. XII.
FEBR. TANTUM. FUIT. ALBIS.
INCREMENTUM. UT. ME . . US.
EX. NA . . VE . . IAIVEO.
DE . . BORG . . EXCURRERET.
ET. OMNIBUS. AGRIS. ET.
SATIS. INUNDATIS. SE. AD.
HUIUS. LAPIDIS. PARTES.
EXTENDERET.

Zum Schutze des Haidefeldes in Wassersnoth ist zwar unter anderen der Damm längs dem Wege nach Mögelin aufgeworfen; allein der nutzte bei jener ungeheuren Elbwasserhöhe zu nichts, indem damals selbst noch höhere Fluren ersäuft wurden.

Von einer anderen noch fürchterlicheren Elbüberschwemmung besagt folgende Inschrift eines Kirchenchors, dass sie vom 4. März bis zum 18. April des Jahres 1595 gedauert, die ganze Ernte verdorben und noch eine halbe Elle höher als jener Stein am Havelthore gestanden habe.

A. MDVC. VASTVM. FVIT. RATHENOÆ.
DILVVIVM. A. IIII. MART. IN. XVIII.
APRIL. FERE. DVRANS. ET. MAXIMAM.
SEMENTIS. PARTEM. HIEMALIS.
ELVENS. AQUIS. SEMI. VLNA. ALTIVS.
QUAM. SVPERIORE. ANNO. MDLXVI.
ASCENDENTIBVS.

Auch im Jahre 1653 band man an die Püttenpfosten der Havelstrasse und selbst an das Rathhaus die Kähne, womit man in der Stadt umherfuhr.

Nicht weniger Ursache zur Besorgung des Aergsten war am Charfreitage im Osternfeste des Jahres 1709, wo auf den harten Frost eine solche Ergiessung der Elbe entstand, dass das Wasser auch schon wieder in die Stadt eindrang und man laut Triepke'scher Chronik in der Gosse am Havelthore einen Hecht fing.

Dass die Wassersnoth vormals viel öfter als jetzt, wo die Deichinspectoren für zweckmässigere Elbwälle gesorgt haben, wiedergekehrt sein müsse, erhellet aus einem, im königlichen Landesarchive zu Berlin aufbewahrten Bittschreiben der Rathenow'schen Bürgerschaft ohne Datum, worin es unter anderen wörtlich also heisst: »»Ew. Churfürstliche Gnaden wissen sich gnedigst zu entsinnen, was für Merklichen grossen schaden die Elbe nuhn dreymal in fünff Jaren gethan habe, das sie vns armen Leutten alle vnser winterkorn verdrenckt, das futter und Gresunge Zu nichte gemacht, vorschleimet oder sonsten das wasser also vberhere gestanden, das wirr nicht haben mehen noch gewinnen können u. s. w.«« — Soweit Wagner.

Durch die Hochfluthen der Jahre 1566 und 1595 sind demnach die Thalsandgebiete der Rathenower Gegend unter Wasser gesetzt worden. Da dieselben im Durchschnitt 30 Meter über Normal Null liegen, so muss die Ueberschwemmung des Jahres 1595 den Nullpunkt des Rathenower Pegels, welcher 25,19 Meter über NN. gelegen ist, um ungefähr 6 Meter überschritten haben.

Häufig findet man, dass gerade in der Umgebung der oft inselartig aus dem Schlick hervorragenden Thalsandflächen der erstere eine Decke von Sand besitzt, welcher bei jenen Hochfluthen von den Thalsandinseln herabgeschwemmt sein und das umliegende Terrain übersandet haben mag. Auf eine gleiche Entstehung sind auch die an der Oberfläche liegenden Sande in der Voigt'schen und Taege'schen Grube zurückzuführen.

Ueber Thalbildung auf der linken Rheinseite, insbesondere über die Bildung des untern Nahethales.

Von Herrn **H. Grebe** in Trier.

(Hierzu Tafel III u. IV.)

In den Erläuterungen zu den Blättern Freudenburg, Saarburg und Wincheringen ist die Bildung des unteren Saar- und oberen Mosel-Thales, in der Abhandlung über das Oberrothliegende die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend, die Bildung des Moselthales bei Trier und des alten Mosellaufes unterhalb Trier bis Berncastel hin näher erörtert worden. Seit der Zeit sind die geologischen Specialaufnahmen an der Mosel und ihren Nebenflüssen sowie im Nahegebiet vorgeschritten und sollen nun die Ergebnisse der Untersuchungen über die Thalbildung namentlich der unteren Nahe im Folgenden mitgetheilt werden. Dabei dürfte es nicht überflüssig erscheinen, die früher gewonnenen Resultate kurz zu wiederholen.

In meiner eben citirten Arbeit über das Oberrothliegende wurde schon erwähnt, dass in der Trier'schen Gegend auf den Hochplateau's ausgedehnte tertiäre Ablagerungen vorkämen, Ablagerungen, die früher zum Theil auch schon bekannt gewesen, aber als dem Diluvium zugehörig angesehen worden sind. Es unterliegt aber keinem Zweifel mehr, dass die mächtigen Lager

von weissen abgerundeten Quarzgeröllen nebst Blöcken von Braunkohlenquarzit und Thon, die besonders NO. von Trier auf den Plateau's von Speicher, Binsfeld etc. vorkommen, dem Tertiär angehören. Sie wurden in neuerer Zeit auch weiter nordöstlich in der Gegend von Manderscheid, nördlich und östlich von da und nach der Mosel hin angetroffen; sie kommen auf der rechten Moselseite auf dem Plateau des Hunsrück an verschiedenen Stellen zum Theil recht mächtig entwickelt vor, und es bestätigt sich immer mehr die früher schon ausgesprochene Annahme, dass vor der Thalbildung tertiäre Ablagerungen den grössten Theil des Plateau's zwischen der hohen Eifel und dem Gebirgswalle auf der Südseite des Hunsrücks (rechtsreinischer Taunus) bedeckt und wohl ehemals mit Bildungen des Mainzer Beckens im Zusammenhang gestanden haben. Wie der Mainzer Tertiär-See nach Erfüllung des Beckens mit tertiären Schichten seinen Abfluss zwischen dem links- und rechtsrheinischen Taunus nach N. hin in der Richtung des jetzigen Rheinlaufes fand, so dürfte auch die Mosel die Wasser des Sees, der sich in nordwestlicher Richtung vom Mainzer Becken ausdehnte, nach dem Rhein hin abgeführt und dieselbe eine gleichzeitige Entstehung wie der Rhein haben.

Die ältesten Ablagerungen der fliessenden Gewässer des Rheins und der Mosel finden sich bei 200 Meter über dem heutigen Spiegel dieser Flüsse. Letzterer hat sich allmählich in grossen Zeitabschnitten gesenkt, wie die vielen kleinen und grossen Diluvialterrassen zu beiden Seiten derselben darthun. An manchen Stellen kann man eine ganze Reihe von Terrassen vom heutigen Thalbett bis zu den Plateau's hinauf wahrnehmen. Nicht nur fand ein allmähliches Sinken des Niveaus statt, auch die Richtung beider Flüsse, sowohl wie ihrer Nebenflüsse hat sich stellenweise ganz geändert. Beides, die Terrassenbildung so wie die Verlegung des Flusslaufes, lässt sich meist nur bei ganz eingehenden Beobachtungen, wenn man das Terrain Schritt vor Schritt begeht, erkennen. So sind, seitdem die geologischen Spezialaufnahmen moselabwärts weiter vorgeschritten, noch sehr ausgedehnte Diluvialterrassen wahrgenommen worden, besonders auf den 100—130 Meter hohen plateauförmigen Flächen zwischen Clüsserath und Neumagen,

zwischen da und dem Thronbach, zwischen Thron und Minheim, Winterich und Burgen, Lieser und Wehlen, auf der breiten Hochfläche der Zeltinger Haid' und der Hochfläche N. von Traben (Mont Royal).

Bei ca. 150 Meter Höhe über der Mosel liegen viele diluviale Absätze auf der breiten Fläche des Barl zwischen Briedel und Zell. Dass auch solch' hohe Ablagerungen in der Trier'schen Gegend (Mariahof, Reiniger Kapellenberg etc.) vorkommen, wurde schon früher nachgewiesen. Weiter unterhalb Zell trifft man Geröllablagerungen in noch höheren Niveaus, z. B. auf den Höhen W. und O. von Bullay; auf der Hochfläche zwischen Eller und Cochem sogar bei 300 Meter über der Mosel. Dieselben bestehen aus festen Quarzconglomeraten und abgerundeten weissen Quarzgeröllen, ähnlich denen auf der gleich hohen Fläche W. von Neumagen, auf den Hochplateaus der Vorder-Eifel und des Hunsrücks, und dürften auch dem Tertiär angehören. Terrassen in tieferem Niveau, zum Theil auch in grosser Ausdehnung, finden sich namentlich da, wo die Mosel die grossen und scharfen Krümmungen macht; sie dachen sich öfter zu der jetzigen Thalsohle ab.

Von ganz besonderem Interesse ist es noch, die Richtung des Laufes der Mosel von der ältesten bis zur gegenwärtigen Zeit zu verfolgen. Mit der Richtung von SW. nach NO. tritt sie unterhalb Sierk, woselbst das Thal auf eine kurze Erstreckung auffallend enge ist, in preussisches Gebiet. Die Thalenge bei Sierk hat ihre Ursache darin, dass hier feste Quarzitschichten, das südwestlichste Vorkommen des Quarzits vom linksrheinischen Taunus, zu durchbrechen waren. Schon bei Apach unterhalb Sierk nimmt das Thal wieder eine gleiche Breite an, wie oberhalb Sierk. Unterhalb Remich macht die Mosel einige grosse Bogen, wahrscheinlich in Folge von Verwerfungen, welche hier durch die Triasschichten setzen; sie beschreibt ferner einen scharfen Bogen auch unterhalb Nittel, wo ebenfalls Verwerfungen auftreten. Oberhalb Grevenmacher verlaufen deren zwei in fast paralleler Richtung mit der Mosel und es liegt hier das Moselthal zum Theil in der grabenförmig eingesenkten Gebirgspartie. In dem durch viele Klüfte sehr zerrissenen Terrain bei Wasserbillig verlässt sie plötzlich

ihre bisherige Richtung und wendet sich gegen O. und SO. bis zur Saar-Einmündung bei Conz. Von da sucht sie ihren Weg an der Scheide von Buntsandstein und Devon wieder in nordöstlicher Richtung vielleicht auch in Folge einer Verwerfung, die vom Rosenberg bei Tawern in's Moselthal fortsetzen dürfte. Während dasselbe zwischen Conz und Schweich eine ansehnliche Breite hat und keine scharfe Krümmungen der Mosel erfolgen, wird unterhalb Schweich, wo sie in's Devon eintritt, das Thal merklich enge und es beginnen die grossen und vielfach sehr scharfen Biegungen, welche die Mosel im grösseren Theil ihres Laufes bis Coblenz beibehält.

Der Mosellauf mag in der früheren Zeit ein mehr geradliniger gewesen sein, nach den vielen hohen und breiten Diluvialterrassen zu urtheilen, die fast in gerader Richtung von SW. nach NO. in einer Breite von etwa 4 Kilometer zu beiden Seiten längs der Mosel sich ausdehnen. Zur Zeit, als die Mosel in einem 80—100 Meter höheren Niveau floss, fand bei Schweich eine Theilung des Flusses statt. Der eine Arm hatte seine Richtung, wie der jetzige Lauf (Taf. III); dies deuten die 80—100 Meter über der Thalsohle vorkommenden Diluvialterrassen an. Es war dies in der Zeit, in welcher die plateauförmigen Höhen SO. und O. von Trier, bei Kernscheid, Irsch, Tarforst, des Grünebergs und die O. von Ruwer noch das Moselbett bildeten.

Der Höhenzug zwischen Irsch, Tarforst und der Ruwer bildete damals den östlichen Uferrand der Mosel. Wenn man von Grüneberg seinen Blick nach Schweich hin richtet, so fällt sofort eine breite Thalmulde von gleicher Höhe wie das Plateau des Grünebergs auf, die zwischen den hohen Devonbergen östlich von Schweich und den steil gegen die Niederung abfallenden Buntsandsteinrücken nördlich von Schweich in nordöstlicher Richtung sich forterstreckt. Bei Hochkreuz zwischen Bekond und Föhren ist die höchste Stelle in der muldenförmigen Vertiefung und hier liegen in grosser Ausdehnung Moselgeschiebe, die man über Hetzerath, Clausen und Platten hin weiter verfolgen kann. In dieser Thalsenke nahm ein nördlicher, der zweite Moselarm, seinen Verlauf nach dem Wittlicher Thal (Taf. III). Da, wo jetzt das Dorf Platten liegt, bog derselbe nach Süden über Osann, dann

wieder nach N. über den Siebenbornerhof und verlief in der tiefen, 400 Meter breiten Thalschlucht, zu beiden Seiten mit hohen und steilen Berggehängen nach Lieser. Hier vereinigten sich beide Arme der Mosel; die Gebirgspartie auf der linken Seite derselben zwischen Schweich und Lieser und dem eben beschriebenen alten Mosellauf bildete damals eine Insel zwischen den beiden Moselarmen.

Hier ist noch ein ganz neues Beobachtungs-Resultat in Betracht dieses alten Mosellaufes zu erwähnen. Die Lieser mündete offenbar in der Gegend von Platten in denselben. Als Gefälle und Wassermenge sich so minderten, dass der nördliche Arm von Moselwasser verlassen wurde, scheint es natürlich, dass die Lieser der von ihr gebildeten Thalweite gefolgt und ihren Weg über Osann, Noviand, Siebenborn nach Lieser genommen habe; aber räthselhaft erscheint es mir, wie sie statt dessen einen Durchbruch in das feste Gebirge zwischen Platten und Noviand und ebenso in das unterhalb Noviand nach der Mosel machen konnte. Erklärlich werden die Verhältnisse, wenn man annimmt, dass der ehemalige nördliche Mosellauf bei Platten wiederum sich theilte; der westliche Arm nahm seinen Lauf über Osann, südlich von Noviand, Maring nach Mühlheim, der östliche von Platten über Noviand (auf der Nordseite vom Ort) Siebenborn nach Lieser. Durch diesen wurde die Thalstrecke der jetzigen Lieser Platten-Noviand, durch jenen die von Noviand bis zu ihrer heutigen Mündung in die Mosel vorbereitet. Bei Noviand muss damals eine Barriere bestanden haben, durch welche der Bergvorsprung westlich von Noviand mit dem östlichen von da in Verbindung stand. Diese wurde mit der Zeit durch die anprallenden Wasser beider Arme schmäler und schmäler, so dass die Lieser, welche dem vom östlichen Moselarm gebildeten Thale folgte, sie namentlich bei Hochfluthen leicht durchbrechen konnte. Das Vorhandensein solcher Barrieren, die später vom Fluss durchbrochen worden sind, lässt sich auch an der Saar und Sauer nachweisen, wie weiter unten gezeigt werden soll.

Von der Salm, die ehemals in der Gegend von Salmrohr in den nördlichen Moselarm (von Schweich nach Platten) mündete,

sollte man glauben, dass, nachdem dieser wasserleer geworden war, sie in der Richtung nach Platten im alten Moselthal ihren Weg fortgesetzt hätte, statt einen Durchbruch durch das Devon zwischen Rivenich und Bekond nach Clüsserath hin zu bewerkstelligen. Auch das untere Salmthal muss durch keinen grösseren Fluss vorgebildet worden sein und es ist um so mehr die Annahme zulässig, dass hier einstmals Moselwasser verlaufen sei, weil zwischen Bekond und Clüsserath eine weite tiefe Einbuchtung in dem Gebirge besteht, in welcher sich bei 120 Meter über der Salm und zu beiden Seiten derselben ausgedehnte Diluvialterrassen zeigen. Sehr wahrscheinlich ist der südliche Arm der Mosel in der älteren Diluvialzeit in der eben erwähnten grossen Einbuchtung, die schon von weitem auffällt, verlaufen und vereinigte sich derselbe unterhalb Salmrohr mit dem nördlichen Arm. Damals trat die 300 Meter hohe Kuppe des Schweicher Morgenstern als Insel zwischen beiden Moselarmen hervor. Später suchte sich der südliche Mosellauf von Clüsserath aus in östlicher Richtung seinen Weg und die von ihm vorgebildete Thalstrecke wurde, nachdem auch der nördliche Moselarm wasserleer geworden war, von der Salm benutzt, um nach der heutigen Mosel zu gelangen.

Solche Flusstheilung und Inselbildung aus der Vorzeit sind auch am Rhein nachweisbar, wie das später gezeigt werden soll. Auf der Uebersichtskarte (Taf. III) ist der alte Flusslauf von Schweich über Hetzerath etc. durch grosse Diluvialablagerungen deutlich gekennzeichnet; auch wurde schon angeführt, dass vor der Vereinigung der Moselarme der südliche seinen Weg um den inselförmig gestalteten langen und schmalen Rücken bei Mühlheim, Bitsch genannt, genommen hat. Früher stand derselbe auf der Nordseite mit dem Brauneberg in Verbindung, bis der Durchbruch der Mosel erfolgte. Eine Stelle verdient noch erwähnt zu werden, an der sich ein alter Mosellauf erkennen lässt. Zwischen Pünderich, Zell und Bullay macht die Mosel eine grosse Schleife in Form einer Ellipse. Der Rücken, den sie hier umgiebt, ist an seiner schmalsten Stelle nur 300 Meter breit; derselbe verbreitert sich nach Zell hin, am Barl, auf 2500 Meter. Auf dem

Kamm des schmalen Rückens liegt die Marienburg, zwischen ihr und dem ca. 150 Meter über der Mosel gelegenen Barl gewahrt man eine tiefe, sattelförmige Einbuchtung von etwa 30 Meter über der Mosel. Hier befindet sich eine Ablagerung von Geschieben, welche von einem früheren Mosellauf herrühren, zur Zeit, in welcher auch die breite, 30 Meter über dem jetzigen Moselbett südwestlich von Pünderich gelegene Diluvialterrasse Moselbett war.

In neuester Zeit wurde noch beobachtet, dass eine Theilung der Mosel auch an der Stelle stattgefunden hat, an der jetzt die Alf mündet. Der südliche Arm muss hier von Bullay aus in der Richtung nach Senheim verlaufen sein. Es finden sich nämlich 3—5 Kilometer von Bullay bei ca. 120 Meter über der Mosel ziemlich ausgedehnte diluviale Ablagerungen von Sand und Kies. Auf einem der Plateau's, »in der Erdbeerkaul« genannt, trifft man eine Sandgrube an, in der Sand und Kies wechsellagernd deutlich geschichtet $1^1/_2$ Meter mächtig aufgeschlossen ist. Nördlich von da befindet sich in gleichem Niveau eine grössere Fläche, über die der Fussweg von Bullay nach Senheim führt, ebenfalls mit Sand und Kies bedeckt. Auch auf der rechten Seite des Zuverbaches treten in gleicher Höhe über der Mosel diluviale Geschiebe auf. Mehr als von der SW.-Seite erkennt man von einem Höhepunkt von der NW.-Seite, etwa in der Nähe von Senheim, an der grabenförmigen Einsenkung zwischen dem Hochkessel und König diesen uralten Flusslauf. Er hatte eine Länge von ca. 6 Kilometer von Bullay bis Senheim. Der nördliche Arm verlief etwa wie die heutige Mosel, nur die scharfe Krümmung, wie sie jetzt die Mosel bei Bremm zeigt, war damals nicht vorhanden, er machte in der Gegend von Neef einen nördlichen Bogen und setzte über die Fläche, NO. von Hochkessel, die auch mit diluvialen Schichten bedeckt ist, fort.

Auf der W.-Seite der Kuppe, auf der die Cochemer Burg liegt, befindet sich ca. 60 Meter über der Mosel ein 100 Schritt breiter, alter Thalboden. Derselbe dürfte von einem ehemaligen Moselarm gebildet sein, so dass der Burgberg zwischen beiden Moselarmen als Insel hervorragte. Anders wird sich die Entstehung der halbkreisförmigen, tiefen Einbuchtung nicht gut er-

klären lassen. Aehnliche Verhältnisse nimmt man auch bei Treis wahr. Der 100—200 Schritt breite Thalboden, der von Treis in nordöstlicher Richtung fortsetzt, sich etwa 60 Meter über das Moselthal erhebt und bei der Zilles-Kapelle nach demselben umbiegt, kann nur von einem früheren Mosellauf herrühren und wird auch der 600 Meter lange und 300 Meter breite Rücken, zwischen der Zilles-Kapelle und der Kirche von Treis, inselförmig zwischen dem östlichen und westlichen Moselarm (der heutigen Mosel) hervorgetreten sein.

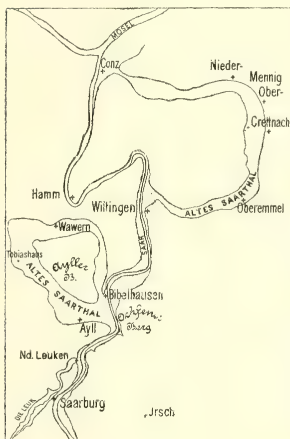
Dass der Lauf der Mosel vor der Einmündung in den Rhein ehemals ein anderer war, als gegenwärtig, hat G. Angelbis in seiner Abhandlung »über die Entstehung des Neuwieder Beckens« gezeigt. Nach seinen Beobachtungen hat sie in der Vorzeit ihren Weg nach dem Neuwieder Becken in nördlicher Richtung unterhalb Moselweiss fortgesetzt und ist der Durchbruch durch das Devon bei Coblenz und die Einmündung in den Rhein erst in später Zeit erfolgt.

Die Nebenflüsse der Mosel bieten sowohl in Beziehung auf Terrassenbildung, als im Verfolg ihres geänderten Laufes manche bemerkenswerthe Erscheinung. Von Wasserbillig bis Alf münden in dieselbe eine Reihe grösserer und kleinerer Flüsse, von Alf abwärts bis Coblenz nur Bäche von 10—15 Kilometer langem Laufe. Der grösste Nebenfluss ist die Saar, welche 8 Kilometer oberhalb Trier auf der rechten Seite der Mosel einmündet. Sie verläuft von SO. nach NW. In der Trias bis unterhalb Merzig macht sie nur wenige grössere Bogen und hat das Thal eine annähernd geradlinige Richtung. Wo sie zunächst das Devon (Taunusquarzit) berührt, behält sie an der Scheide von Devon und Buntsandstein nur noch eine kurze Strecke ihren nordwestlichen Lauf bei, macht dann im Quarzit einen ganz scharfen Bogen und fliesst in SO. bis Mettlach weiter. Der schmale, nur 400 Meter breite Rücken, auf dem die alte Veste Montclair liegt und den sie umgiebt, erstreckt sich von Ponten aus zungenförmig auf 5 Kilometer Länge gegen NW. Bei Mettlach stellt sich eine grosse Erweiterung des Thales dar, die die Saar im Oberrothliegenden gebildet hat. Gleich unterhalb Mett-

lach tritt sie wieder in den Taunusquarzit ein, das Thal wird wie zwischen Mettlach und Dreisbach sehr enge, und es windet sich die Saar durch dasselbe in grösseren Bogen bis Oberhamm. Hier macht sie bei dem Eintritt in den Hunsrück-Schiefer einen scharfen nach O. gerichteten Bogen.

Besonders erwähnenswerth ist die Thalbildung bei und unterhalb Saarburg. Während der Lauf der Saar von Saarburg abwärts in nahezu nördlicher Richtung erfolgt — nur unterhalb Wiltingen macht sie einen scharfen, nördlichen und bei Unter-Hamm einen ebenso scharfen, südlichen Bogen — hat sie ehemals, als sie noch in etwa 30 Meter höherem Niveau floss, einen Bogen nach Osten gemacht, wie die breite Diluvialterrasse zwischen Beurig und Irsch andeutet. Aber in auffallendster Weise haben sich die Krümmungen der Saar unterhalb Saarburg in viel späterer Zeit gestaltet, indem sich sowohl über Ayll, Tobiashaus und Wawern hin ein breiter Thalboden zieht, der nur 20 Meter über dem jetzigen Saarspiegel liegt, als auch von Wiltingen über Oberremmel, Crettnach, Ober- und Niedermennig nach Conz hin. Beide fast kreisrunde Thalböden rühren aus einem alten Saarlauf her, wie aus der Verbreitung der Flussgeschiebe in denselben sich ergiebt. Das alte Saarthal zwischen Ayll und Wawern umgiebt den Ayllerberg vollständig und lässt ihn als Insel erscheinen. Ehemals hing derselbe mit dem Okfenerberg zusammen; die Saar kehrte, nachdem sie den grossen Bogen zwischen Ayll und Wawern gemacht, über Bibelhausen zurück, bildete hier einen

Fig. 1.



scharfen südlichen Bogen und verlief in der Richtung der jetzigen Saar nach Wiltingen hin weiter. Der schmale Rücken, welcher den Aylierberg mit dem Okfenerberg verband, wurde in der Länge der Zeit auf beiden Seiten durch den Anprall der Saarwasser erodirt und verschwand schliesslich ganz, so dass die Barriere wegfiel und die Saar ihren jetzigen Lauf annehmen konnte.

Aehnliche Erscheinungen kommen auch bei anderen Nebenflüssen der Mosel vor und sollen noch Erwähnung finden. — Die diluvialen Ablagerungen an der Saar nehmen sowohl in ihrem oberen als in ihrem unteren Laufe eine grosse Verbreitung ein; sie kommen auf Hochflächen 180 Meter über der Saar vor; sehr breite Terrassen finden sich bei 110, 90 und 50 Meter Höhe. Ausführliches darüber ist in den Erläuterungen zu den Blättern Merzig, Freudenburg und Saarburg gesagt worden. Ein kleinerer Zufluss auf der rechten Seite der Mosel, die Ruwer, verläuft 10 Kilometer östlich der Saar. Sie entspringt in der Nähe von Kell in der weiten Einsenkung zwischen dem breiten Quarzitrücken des Errwaldes und demjenigen, welcher nördlich von Kell liegt. Anfangs verläuft sie in einem Längenthale parallel den beiden Rücken bis Zerf, von wo sie in nördlicher Richtung in vielen Windungen durch die Schichten des Hunsrück-Schiefers schneidet. Am unteren Laufe der Ruwer treten zu beiden Seiten derselben stellenweise ziemlich breite Diluvialterrassen 100 Meter über der Thalsohle auf; sie entsprechen in ihren Höhenlagen den grossen Terrassen auf der rechten Seite der Mosel bei Irsch und Kernscheid. Viele kleine Diluvialterrassen in tieferem Niveau findet man längs der Ruwer besonders bei Waldrach, Morscheid und Sommerau. Selbst die inselförmige Kuppe, auf welcher Burg Sommerau liegt, zeigt eine Diluvialdecke. Die Thalbildung ist auch hier bemerkenswerth. Die Ruwer verlief ehemals in einem fast kreisrunden Bogen um den Burgberg und es ist anzunehmen, dass die sehr schmale Felsenrippe, die ihn mit der westlichen Höhe verband, auf künstlichem Wege durchbrochen worden ist. Die Burgbewohner mögen das dabei gewonnene Gefälle des Wassers schon benutzt haben, wie das jetzt noch geschieht. Solch' künst-

liche Durchbrüche sind auch bei anderen Flussläufen vorgenommen worden. Die Leuk bildet vor ihrer Einmündung in die Saar den sehenswerthen Wasserfall in der Stadt Saarburg, sie verlief ehemals sicherlich durch die enge und tiefe Thalschlucht zwischen Saarburg (Oberstadt) und Niederleuken und mündete hier ein. Zu jener Zeit stand der Bergrücken, auf dem sich die Burg befindet, noch mit der Höhe zwischen der Saar und Leuk, auf deren nördlichem Vorsprung die Kirche steht, in Verbindung. Der schmale Rücken zwischen der Saar und dem alten Leukthal ist etwa 100 Meter breit; man hat denselben durchbrochen und dadurch ein Gefälle des Leukwassers von etwa 10 Meter Höhe erreicht.

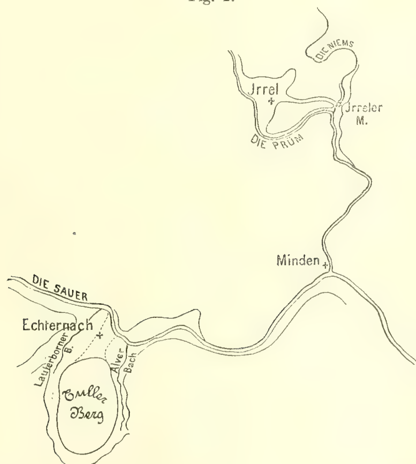
Ein grösserer Bach, der weiter moselabwärts auf der rechten Seite, bei Thron unterhalb Neumagen mündet, ist die Thron; sie entspringt oberhalb Hinzerath, am Nordwestabhang des hohen Quarzitrückens vom Idarwalde und verläuft wie die Ruwer anfangs in Südwest, in dem Streichen des Quarzitrückens, in der grossen Terrainmulde zwischen diesem und dem Rücken der Stronzbuscher Hard. Von beiden Seiten nimmt sie eine grosse Anzahl kleinerer Bäche auf, von denen einige die Sattelrücken des Quarzits quer durchschneiden, da wo sie am schmälsten sind und sich nahezu auskeilen. Auch der grössere Nebenbach der Thron, das Thrönchen (Zweitthron), durchschneidet in ihrem oberen Laufe, nachdem sie unter dem Namen Hohltrieferbach in dem Längenthal zwischen dem Erbeskopfrücken und dem südlich daran gelegenen Rücken ihren Anfang genommen, die östliche Spitze des Rückens vom Malborner Steinkopf und als Malbornerbach die westliche Spitze des Quarzitrückens vom Fuchsstein, und es ist recht auffallend, wie diese kleinen Wasserläufe im Stande waren, den festen Quarzit zu durchschneiden. Dies haben auch noch manche andere kleine Bäche bewirkt, wie die Rauruwer, der Grendelbach und die Riweriss, Zuflüsse der Ruwer, und eine ganze Reihe Wasserläufe, die vom Südabhang des linksrheinischen Taunus nach der Saar und Nahe fliessen. Es konnte, wie man sieht, selbst solch' festes Gestein dem Jahrtausende langen Einschneiden auch kleinerer Bäche nicht Widerstand leisten. Freilich schwellen dieselben zur Zeit

des Abgangs der gewaltigen Schneemassen, wie sie fast alljährlich die z. Th. 600 Meter hohen Rücken bedecken, ausserordentlich an, so dass dann jeder kleinere Wasserlauf zu einem reissenden Bache wird.

Wie die Nebenflüsse und Bäche auf der rechten Seite nahezu rechtwinkelig in nördlichem und nordwestlichem Laufe zur Mosel strömen, so findet auf der linken Seite derselben auch ein fast rechtwinkeliger Einlauf der Zuflüsse von der Eifel her statt. Die meisten derselben kommen aus der Schneifel und hohen Eifel, zeigen anfangs einen südlichen und, je mehr sie sich der Mosel nähern, einen südöstlichen Lauf, ganz gleich, ob sie im Devon oder in Triasterrain verlaufen. — Der grösste Nebenfluss ist hier die Sauer (Grenzfluss zwischen preussischem und luxemburgischem Gebiete von Wallendorf bis zu ihrer Mündung bei Wasserbillig) mit der Our, die bei Wallendorf sich in die Sauer ergiesst. Diese entspringt bei Manderfeld in der Schneifel, bildet in ihrem unteren Laufe die Grenze zwischen Eifel und Ardennen, sowie auch zwischen Preussen und Luxemburg von Ouren ab bis Wallendorf, und schlängelt sich in vielen Windungen von Nord nach Süd durch das Devon, verlässt dasselbe bei Vianden und nimmt nun im Triasterrain alsbald einen südöstlichen Lauf, den auch die Sauer unterhalb Wallendorf zeigt, an. Die vielen Windungen des Wasserlaufes haben sich in der Trias verloren; freilich macht die Sauer noch einige starke Bogen, welche zum Theil in Verwerfungen liegen. Zwischen Echternach und Minden wendet die Sauer ihren Lauf auf eine kurze Strecke nach Nordost in der Richtung einer grossen Verwerfung; zwischen Rosport und Rahlingen ebenfalls nach Nordost, auch hier in der Richtung mehrerer paralleler Klüfte. Einen auffallend hakenförmigen Bogen macht die Sauer noch oberhalb ihrer Mündung bei Langsur; auch hier setzen mehrere Verwerfungen quer durch das Thal, welche Ursache der Ableitung des Flusslaufes gewesen sein dürften. Besonders interessant ist die Thalbildung bei Echternach. Auf der Westseite der Stadt dehnt sich ein 500 Meter breites Thal um die inselförmige Kuppe des Tullerbergs aus. Die Bäche auf der Nordwest- und Südostseite dieses Berges, der Lauterborner-

bach und der Alverbach, welche beide aus engen Thalschluchten kommen, können diesen breiten Thalboden nicht gebildet haben, sondern es muss derselbe von einem grösseren Fluss herrühren, und es unterliegt keinem Zweifel, dass die Sauer ehemals den Tullerberg umspülte und dabei einen Bogen von 5 Kilometer Länge machte. Der Durchbruch derselben an der Stelle wo jetzt Echternach liegt, ist erst in jüngerer Zeit erfolgt; in der Mitte der Stadt gewahrt man noch einen Hügel, auf dem sich die Kirche befindet, der der Erosion widerstanden hat; der Fluss verlief früher in scharfem Bogen nach Südwest und kam nach Umspülung des Tullerbergs in scharfem Bogen von Südwest wieder ins heutige Sauerthal, da wo der untere Theil der Stadt liegt. Es hat damals eine nur schmale Bergrippe den nordöstlichen Vorsprung des Tullerbergs mit dem Bergvorsprung bei Echternacherbrücke verbunden, der allmählich durch den Anprall der Gewässer sich verschmälerte und schliesslich durchbrochen worden ist.

Fig. 2.

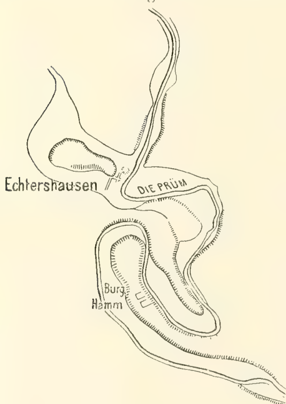


Die enge Felsschlucht, »in den Schweinställen« genannt, 4 Kilometer oberhalb Echternach, durch die der Fussweg von Weilerbach nach Ernzen führt, und die sich nahezu 100 Meter über der Thalsohle nach der Sauer hin öffnet, mag ursprünglich eine Spalte im Luxemburger Sandstein gewesen sein, in welche sich ein Wasserlauf vom Ferschweiler Plateau her ergoss, und ist dieselbe durch die erodirenden Wasser bei einer Weite von 10 bis 20 Meter auf 30 Meter vertieft worden; diese Wasserrinne ist $^1/_2$ Kilometer lang.

Man trifft in dem Luxemburger Sandstein, der auf eine grössere Erstreckung die steilen Ränder der Plateaus zu beiden Seiten der Sauer bildet, viele Spalten an, besonders in der Nähe der Haltestelle Grundhof. Hier sind bei 120—130 Meter über der Sauer die vielbesuchten Siebenschlüf, woselbst durch die 20 Meter hohen Sandsteinfelsen schmale und breite, zugängliche Spalten vorlaufen; eine über 100 Meter lange ist kaum $^1/_2$ Meter breit, so dass es kaum gelingt, hindurch zu schlüpfen.

Die Sauer nimmt bei Minden einen grösseren Zufluss, die Prüm, auf, welche oberhalb Prüm entspringt; von Pronsfeld ab schlängelt sie sich über Waxweiler in vielen kleinen Windungen durch das Devon, das sie unterhalb Hamm verlässt. Sehr scharfe Bogen macht sie bei Waxweiler, bei Mauel und besonders bei Beifels. Bemerkenswerth ist die Thalbildung bei Echtershausen und Hamm. Die inselförmige Höhe NW. von Echtershausen stand ehemals offenbar im Zusammenhang mit den Felsen am linken Ufer der Prüm und hatte dieselbe ihren Lauf in der breiten Thalsohle, welche die inselförmige Höhe umgiebt. Der

Fig. 3.



gegenwärtige Lauf der Prüm liegt auf der Ostseite des Dorfes und ist der sehr schmale, zungenförmige Bergrücken, wie er bei der Thalbildung entstand, wohl auch hier auf künstlichem Wege durchbrochen worden. Am auffallendsten sind die Windungen der Prüm bei Hamm, sie umgiebt hier zwei ganz schmale Bergvorsprünge, die an ihren schmälsten Stellen kaum 100 Meter Breite haben. Der obere greift 800 Meter nach Südost, der untere ebenso weit nach Nordwest vor. Unterhalb Echtershausen macht die Prüm einen halbkreisförmigen östlichen Bogen, verläuft dann in einer ganz engen Thalschlucht in Südost, umgiebt in einem scharfen Bogen den zungenförmigen Bergvorsprung, wendet sich sodann auf 500 Meter nach Nordwest und umgiebt wieder in halbkreisförmigem Bogen den Berg, auf dem die Burg Hamm steht.

Auch in dem Triasterrain zwischen Hermesdorf und Brecht zeigt die Prüm noch sehr scharfe Bogen, die Klüften, welche hier in grosser Zahl und Mächtigkeit durch die Schichten setzen, zuzuschreiben sind; es sind hier so bedeutende Verschiebungen der Schichten vorhanden, dass an einer Stelle Steinmergel-Keuper am Fusse von Buntsandstein - Kuppen ruht; unterhalb Brecht wird ihr Lauf fast gradlinig. Die Prüm nimmt bei Holzthum die Enz und unterhalb Irrel die Niems auf. Zwischen der Stelle, wo diese in die Prüm mündet und dem Dorfe Irrel, gewahrt man eine enge Thalschlucht mit nur 60 Meter breiter Sohle, die etwa 10 Meter höher als die der Niems und Prüm liegt. Sehr wahrscheinlich ist in derselben die Niems, welche jetzt bei der Irreler Mühle in die Prüm fliesst, verlaufen und besass ehemals bei Irrel ihre Einmündung, worauf auch die Thalweitung bei diesem Dorfe hindeutet. An der Irreler Mühle dürfte zur Diluvialzeit zwischen der Niems und Prüm eine Barriere bestanden haben, die durch die fortwährende Erosion der Gewässer beider Flüsse durchbrochen worden ist, und nachdem der Durchbruch erfolgt war, verliess die Niems die enge Thalschlucht vor Irrel und ergoss sich direct in die Prüm.

Die Sauer sowohl als die Zuflüsse Our, Prüm, Enz und Niems zeigen viele hohe und niedere Terrassen, die mit diluvialen

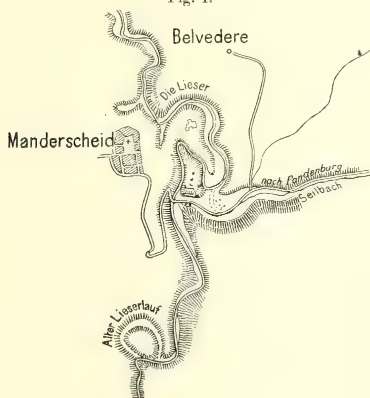
Ablagerungen bedeckt sind, bis 100 Meter über den Thalsohlen; 200 Meter über denselben kommen auch weisse, stark abgerundete, Quarzgerölle und Blöcke von Braunkohlenquarzit auf Hochflächen vor, die dem Tertiär zuzurechnen sind. An der Prüm liessen sich auch in ihrem oberen Laufe bis über Waxweiler hinaus Diluvialterrassen nachweisen, hohe und niedere, die das alte Flussbett in verschiedenen Zeiten andeuten.

Die Kyll, welche bei Ehrang unterhalb Trier in die Mosel fällt, kommt aus der Gegend von Stadtkyll, sie wendet sich zunächst in südöstlichem Laufe bis Rockeskyll, dann in südwestlicher und südlicher Richtung zur Mosel. Oberhalb Kyllburg tritt der Fluss in eine Verwerfung und hier ändert er auch seine bisherige, fast gerade Richtung und zeigt grosse Krümmungen. Weiter abwärts bis gegen die Mosel hin setzen zahlreiche Sprünge in der Trias quer durch das Kyllthal, daher wohl auch die Biegungen des Flusses bis zu seiner Mündung. Auf beiden Seiten desselben zeigen sich besonders zwischen Kyllburg und Ehrang viele hohe und niedere Terrassen, die mit Diluvialgeschieben bedeckt sind; die höchsten liegen 100 Meter über dem Thal. Auf den Hochflächen auf der linken Seite der Kyll, von Speicher östlich, und auf der rechten Seite in der Gegend von Scharfbillig liegen ausgedehnte tertiäre Schichten, welche offenbar vor der Thalbildung in Zusammenhang standen, ebenso wie die Partieen von Buntsandstein auf den Devonkuppen zu beiden Seiten der Kyll oberhalb St. Thomas. — Diluvialterrassen, erst in neuester Zeit beobachtet, welche ein ganz besonderes Interesse bieten, gewahrt man 60—70 Meter über dem Kyllthal zu beiden Seiten des Fischbaches vor seiner Mündung in die Kyll bei Birresborn. Auf beiden kommen Kyllgeschiebe vor. Die grössere am Laienhäuschen nordwestlich von Birresborn überschreitet man auf dem Wege von da nach Büdesheim, ehe man an den alten Vulkan Kalem gelangt, sie dehnt sich auf circa 200 Meter in die Breite und 500 Meter in die Länge aus; am südlichen und östlichen Rande derselben treten in steilen Felsen Lavamassen hervor. Die 90 bis 100 Meter über der Kyll auf der Ostseite des Kalem sich ausdehnende Fläche, die auch nördlich von Hundsbach nach

Lissingen hin fortsetzt, ist z. Th. mit lehmigem Boden bedeckt, der einzelne Flussgeschiebe einschliesst, und stellt dieselbe eine der höchsten Diluvialterrassen an der Kyll dar, die auf der oberen Fläche eines der ältesten Lavaströme der Eifel vorkommt. Ueber die beiden Lavaströme, bei Birresborn mit Diluvium bedeckt, sind ganz neue Beobachtungen gemacht worden, die a. a. O. eingehend beschrieben worden sind.

15 Kilometer weiter östlich von der Kyll schneidet, in fast parallelem Laufe mit ihr, die Lieser tief in's Devon ein. Das Thal ist im ganzen oberen Lauf derselben sehr enge und zeigt ausserordentlich viele Windungen, erst oberhalb Wittlich, wo der Fluss das Devon verlässt und in die Schichten des Oberrothliegenden eintritt, nimmt es eine auffallende Weite an, aber gleich unterhalb Platten beim nochmaligen Eintritt in's Devon verengt es sich wieder merklich und windet sich die Lieser bis zu ihrer Mündung

Fig. 4.



in die Mosel durch die Devonschichten. Bei ihrem oberen Laufe zeigen sich ähnliche zungenförmige Bergvorsprünge wie dies an der Prüm wahrgenommen worden ist, selbst die höchst eigen-

thümliche Thalbildung von Hamm ist in ganz ähnlicher Weise an der Lieser zu beobachten. Sie umschlängelt hier ebenfalls zwei schmale Bergzungen, auf denen die alten Burgen Manderscheid gelegen sind; die obere greift in einer Spitze nach Südost, die untere in einer solchen nach Nordwest und wendet sich die Lieser in scharfen südlichen Bogen um den oberen Bergvorsprung, dann in einer ganz engen und tiefen Schlucht nach Nordwest und umgiebt die untere Bergzunge in einem noch schärferen nördlichen Bogen, um darauf in südlicher Richtung weiter zu verlaufen. Die untere Bergzunge war ehemals im Zusammenhang mit dem Bergvorsprung, der südlich von der unteren Burg liegt. Die Strasse von Manderscheid nach Pandenburg führt an der unteren Burg durch einen Engpass in's Seilbachthal. Zur Rechten lehnen in demselben Wohnhäuser an die Bergwand, links sind die Bergmauern. Dieser Engpass ist sicherlich durch Menschenhände angelegt, einmal um die Strasse hier durch zu führen, und dann um Raum für die Bauten zu gewinnen und hat der Seilbach vordem seine Mündung in die Lieser östlich der unteren Burg gehabt; man hat diese Stelle ausgefüllt und den Seilbach durch den Engpass geleitet.

Das Belvedere auf dem Plateau nordöstlich der Burgen und circa 100 Meter über der Lieser gelegen, gewährt den besten Blick über diese interessante Thalbildung. Eine andere auffallende Erscheinung bietet der isolirte Bergkegel, 1 Kilometer unterhalb der Manderscheider Burgen; die Lieser umspülte denselben in einem nördlichen kreisförmigen Bogen, bevor der Durchbruch des schmalen Bergrückens auf der Südostseite erfolgte. Zu beiden Seiten der Lieser fallen viele Schluchten und tiefere Thaleinschnitte zum Hauptthal; auf der rechten Seite mündet bei der Neu Mühle unterhalb Manderscheid ein grösserer Wasserlauf, die kleine Kyll; diese zeigt in ihrem unteren Laufe einige kleine von West nach Ost sich erstreckende Seitentheile, die ein ganz besonderes Interesse bieten. Sie schneiden tief ins Devon ein mit Ausnahme des Horngrabens, in den sich ein Lavastrom von der südlichen Seite des Mosenbergs her ergoss und der ihn fast ganz erfüllte, so dass jetzt nur eine flache Thalrinne mit 200 Metern breiter Sohle im

unteren Horngraben vorhanden ist. Nahe der Stelle, wo der Strom das kleine Kyllthal erreicht, ist die Lava in hohen Felsen in säulenförmiger Absonderung entblöst. Hier ist ein Steinbruch und in dessen Sohle Devonschiefer unter der Lava aufgeschlossen. Lavamassen treten auch am jenseitigen steilen Gehänge des linken Ufers der kleinen Kyll hervor; es hat also der Strom den Bach überschritten und fand eine Aufstauung der Lavamasse statt, später hat der Bach den Lavastrom durchschnitten; zu beiden Seiten desselben ist der Devonschiefer unter der Lava entblöst und hat sich das Bachbett im Devon noch fast 15 Meter vertieft. Die vulkanische Thätigkeit des Mosenberges fand also in einer Zeit statt, in der die Thalbildung schon weit vorgeschritten war.

1 Kilometer nördlich vom Elbbachthale verläuft die enge Thalschlucht des Meerbaches, welche das Wasser aus dem 1 Kilometer weiten kesselförmigen Thal des Meerfelder Maares, das eine vollständige Umwallung zeigt, nach der kleinen Kyll abführt. Auf der Südwestseite des Kraters, da wo das Dorf Meerfeld liegt, ist der Wall durch noch eine tiefe Thalschlucht unterbrochen, dieselbe gabelt sich nahe oberhalb Meerfeld und führt die Hauptschlucht den Namen Ritzbach. Die tiefe, auf der Ostseite in den Wall einschneidende Thalschlucht, die den Meerbach führt, ist kaum 50 Meter breit. Letztere stand ehemals sicherlich mit der Ritzbachschlucht in Verbindung und ist der Zusammenhang bei der Entstehung des trichterförmigen Kraters unterbrochen worden, es liesse sich ohne diese Annahme die Bildung dieser 1½ Kilometer langen, so tief eingeschnittenen Schlucht zwischen dem Maar und der kleinen Kyll, die ein Verlaufen in gleicher Richtung zeigt wie das Elbachthal und andere Seitenthäler der kleinen Kyll, schwer erklären. — Vom Meerbach aus ist vor mehreren Jahren eine Wasserrösche nach der Maar hin getrieben worden, um einen Theil des Wassers abzuführen und eine grössere Wiesenfläche zu erhalten. Dadurch ist der Wasserspiegel des Maares um 4 Meter gesunken.

Zu beiden Seiten der Lieser kommen bei Manderscheid und namentlich südlich von da mächtige und sehr verbreitete Ablagerungen von weissen, stark abgerundeten Quarzgeröllen vor, die

auch schon früher theilweise bekannt waren und giebt sie die v. Dechen'sche Section Berncastel bei Manderscheid und Grosslitgen als Diluvium an. Da diese Ablagerungen zum Theil auf den kleinen und grossen Plateaus zu beiden Seiten der Lieser und kleinen Kyll liegen, so möchte es scheinen, es seien Flussablagerungen. Doch ist dem nicht so, sie sind vielmehr den ausgedehnten tertiären Vorkommen zuzurechnen, wie sie die 300 bis 400 Meter hohen Plateaus in der Vorder-Eifel und die an anderen oben erwähnten Punkten bedecken. Einmal ist es ganz unwahrscheinlich, dass diese kleinen Flüsse solch' mächtige Bildungen abgesetzt hätten und kommt überdies das Material, woraus sie bestehen, in der Gegend nicht vor, wo die Lieser und kleine Kyll entspringen, und dann sind sie mit den tertiären Schichten von Binsfeld u. a. O. (Blatt Landscheid) so übereinstimmend, dass auch hier kein Zweifel bestehen kann. Diluviale Ablagerungen längs der Lieser und kleinen Kyll sind in oberen Laufe bis jetzt nicht bekannt geworden. Die Gehänge der engen Thäler fallen überall zu beiden Seiten steil ab, aber an verschiedenen Stellen bedeckt diluvialer Schotter das Tertiär.

Die beiden grösseren Zuflüsse zur Mosel auf deren linken Seite, die Alf und der Uessbach, die nun weiter gen Osten folgen, sind bei den geologischen Specialaufnahmen noch wenig bekannt geworden. So viel wurde indess schon wahrgenommen, dass beim näheren Begehen desselben manche bemerkenswerthe Resultate sich ergeben werden; zumal an dem oberen Laufe der Alf in dem vulkanischen Gebiete von Gillenfeld dürften werthvolle Beobachtungen anzustellen sein, worauf auch v. Dechen[1]) hinweist.

Zunächst dürfte es gelingen, den Lauf des Lavastromes, der unterhalb Strohn in Spuren vorkommt, weiter festzustellen. Auch die Alf windet sich in vielen Krümmungen, wenn auch bei Weitem nicht in dem Maasse, wie die Lieser durch das Devon. Gleich unterhalb Olkenbach verlässt sie dasselbe und tritt ins Oberrothliegende ein; es findet dabei nicht nur eine ansehnliche Thalerweiterung statt, die Thalgehänge werden ganz flach, sondern auch die Richtung des Flusslaufes ändert sich in auffallender Weise,

---

[1]) Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel, S. 49.

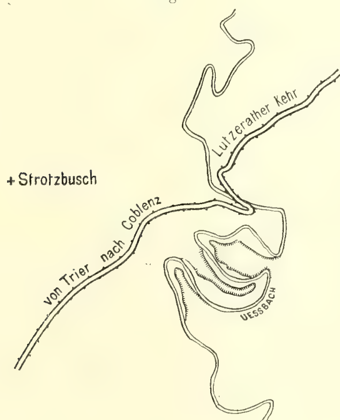
sie war in Devon eine südöstliche und wird nun eine östliche und nordöstliche. Unterhalb Bengel schneidet die Alf wieder in das Devon in einem engen Thale mit steilen Gehängen ein; sie wendet sich weiter nach NO., dann ganz nach N. und macht vor ihrer Vereinigung mit dem Uessbach am Alfer Eisenwerk, den Quarzit des östlichen Kondelwald durchbrechend, einen grossen, nach W. gerichteten Bogen.

Terrassenförmige Abstufungen, mit Geschieben bedeckt, fanden sich bis jetzt nur zwischen Bausendorf und Bengel, in dem oberem Laufe kommen auf den Plateaus zu beiden Seiten der Alf bei Hasborn und Schleidweiler Geröll-Ablagerungen vor, die dem Tertiär angehören dürften.

Der Uessbach, welcher oberhalb Uess entspringt, macht besonders oberhalb und unterhalb der Lutzerather Kehr vielfache und grosse Windungen, eine der bemerkenswerthesten Stellen möchte die sein, wo die Trier-Coblenzer Strasse den Uessbach überschreitet.

Auf eine kurze Erstreckung von etwa $2^1/_2$ Kilometer macht der Bach nach OSO. und NW. vier solch' scharfe Bogen, dass

Fig. 5.



schmale Bergzungen und Bergrücken, die an einigen Stellen nur 50—100 Meter Breite haben, nach NW. und SO. vorspringen und hakenförmig in einander greifen, und es erfordert erst einige Zeit, wenn man von einem höheren Standpunct den Bachlauf verfolgt, sich über denselben näher zu orientiren. Höchst interessante Verhältnisse zeigen sich im weiteren Laufe der Uess in der Bertrichter Gegend, da in der Zeit als das Thal bis zu seiner gegenwärtigen Tiefe schon ausgewaschen war, südlich von Vientus auf eine Länge von circa 3 Kilometer sich ein Lavastrom in dasselbe ergossen hat, der jetzt nur noch theilweise erhalten ist. Es haben sich bei den eingehendsten Beobachtungen dieses Lavastromes ganz neue Resultate ergeben, so dass es angezeigt schien, dieselben in einem besonderen Aufsatze für das Jahrbuch in ausführlicher Weise zu erörtern.

Dicht unterhalb Bertrich macht die Alf einen fast kreisförmigen Bogen und umschliesst eine inselförmig gestaltete Kuppe, die ehemals mit dem SW.-Bergvorsprunge im Zusammenhang stand, die schmale Bergrippe zwischen beiden ist bei der Anlage der Strasse durchbrochen worden.

Die Gewässer auf der Südostseite des linksrheinischen Taunus nehmen im westlichen Theile desselben ihren Abfluss nach der Saar, es sind die Prims und die Blies. Erstere entspringt zwischen den Quarzitrücken nordöstlich von Hermeskeil und nimmt ihren südlichen Lauf in enger Thalrinne, bunten Phyllit, Hermeskeil-Gestein und Quarzit durchschneidend, bis Nonnweiler. Hier wird das Thal im Unterrothliegenden und bei Castel im Oberrothliegenden breiter, den südlichen Lauf behält die Prims aber bis Mühlfeld bei, von da wendet sie sich fast in einem rechten Winkel gen W. — In dem Quarzitrücken, der sich vom Kahlenberg bei Nonnweiler über den Ring und Dolberg erstreckt, nimmt man N. von Otzenhausen eine 500—600 Meter breite Lücke wahr, in der untere Lebacher Schichten in grösserer Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Diese 60—100 Meter tiefe sattelförmige Einbuchtung zwischen dem Kahlenberg und Ring muss also schon vor der Ablagerung des Unterrothliegenden vorhanden gewesen sein und dürfte von einem sehr alten Wasserlauf herrühren; die

grosse Lücke liegt in der Fortsetzung des oberen Laufes der Prims und mag diese ehemals durch dieselbe ihren weiteren Verlauf nach S. genommen haben. Ein unterhalb Wadern in die Prims verlaufender Bach, die Wadrill, kommt vom SO.-Abhang der Hohen Wurzel und hat unterhalb Reinsfeld den sich in NO. sehr verschmälernden Errwald-Quarzitrücken durchschnitten. Die Blies, welche 10 Kilometer südlich vom Devonrande entspringt, zeigt anfangs einen südöstlichen, dann einen südlichen Lauf. Auffallend ist, wie dieser kleine Bach das feste Eruptiv-Gestein am Spiémont (zwischen St. Wendel und Ottweiler) durchschneiden konnte; man darf wohl annehmen, dass derselbe in einer Spalte seinen Verlauf nahm. Die Thalschlucht ist hier zwischen Spiémont und Steinberg stellenweise kaum 50 Meter breit, während oberhalb bei Oberlinxweiler und unterhalb bei Niederlinxweiler das Thal eine ansehnliche Breite hat.

Annähernd in gleicher Richtung wie die Mosel von SW. nach NO. verläuft die Nahe auf der SO.-Seite des linksrheinischen Taunus. Sie entspringt bei Selbach im Birkenfeldschen und nimmt auf ihrer rechten Seite ausser einer Anzahl kleiner Bäche zwei grössere Zuflüsse, den Glan und die Alseuz, auf. Vom linksrheinischen Taunus kommen viele Bäche, die verschiedene Quarzitrücken des Gebirgszugs durchbrechen. Von den grösseren ist es zunächst die bei Bahnhof Birkenfeld in die Nahe fallende Traun. Dieselbe entspringt auf der Südseite der höchsten Kuppe des Gebirges (Erbeskopf) und verläuft anfangs in einem Längenthal zwischen zwei Quarzitrücken, unterhalb Boerfink durchschneidet sie den Dollberger Rücken an einer Stelle, wo eine Verschiebung, die diesen Rücken von dem des Vorkastel trennt, vorkommen mag, und dürfte die Traun ihren Weg im Streichen der Kluft genommen haben; oberhalb der Abentheuerhütte durchquert sie den schmalen Quarzitrücken des Beilfels, bei dem eine Verwerfung nicht erkennbar war. — Der Hambach, der bei Kronweiler zur Nahe geht, durchschneidet den Quarzitrücken am Sauerborn bei Hambach nordöstlich von Birkenfeld, auch hier scheint eine Verschiebung vorzuliegen in der Richtung von N. nach S., welcher der Bach folgte. Zehn Kilometer weiter in

NO. verläuft ein grösserer Zufluss, der Idarbach, welcher bei Oberstein zur Nahe kommt. Derselbe entsteht am Katzenlocher Hammer durch die Vereinigung zweier Bäche, des Hohlbachs und des Steinbachs; beide entspringen in der muldenförmigen Einsenkung zwischen den beiden Quarzitrücken des Idarwaldes, durchschneiden den kaum 500 Meter breiten südlichen Rücken und nehmen aus dem Schieferplateau zwischen diesem und dem Wildenburger Quarzitrücken mehrere kleine Wasserläufe auf. Vom genannten Hammer aus hat sich der Idarbach zunächst durch einen 200 Meter breiten, dann durch den mächtigeren, etwa 400 Meter breiten Rücken seinen Weg gebahnt. Die Sohle des engen Felsenthales nimmt, so weit sie im Quarzit liegt, eine Breite von kaum 50 Meter ein. Die ganz steilen Gehänge sind mit Felsblöcken (Rosseln) bedeckt, nur hoch oben, 200 Meter über der Thalsohle, ragen die sattelförmigen Quarzitschichten hervor. Diese Felsenschlucht führt den Namen das Katzenloch und ist eines der schönsten Querthäler im linksrheinischen Taunus. Zum Erstaunen bleibt es, wie der Bach im Stande war, die Felsen dieses festen Gesteines auf solch' eine Tiefe zu durchbrechen; ob die Schlucht aber allein durch die erodirenden Wasser entstanden, bleibt fraglich; man denkt auch hier an eine schon vorhandene Spalte, der der Wasserlauf folgte.

Der 6 Kilometer weiter gen NO. nahezu parallel mit dem Idarbach verlaufende Fischbach entsteht durch die Vereinigung des Asbaches und des Ebesbaches; jener durchschneidet bei der Asbacher Mühle den südlichen Rücken des Idarwaldes und den im nordöstlichen Forstreichen sich zuspitzenden Wildenburger Rücken, dieser nur den südlichen Rücken des Idar, oberhalb der Hottenbacher Mühlen. — Bei Kirn mündet der Hahnenbach in die Nahe, seine Quellen liegen theils auf der Nordseite des Idar, theils auf dem Plateau des Hunsrück. Er durchquert unterhalb Hecklersmühle den hier ganz schmal sich darstellenden und bei Soonschied sich auskeilenden Quarzitrücken des Lützelsoon, oberhalb Kirn den wenig mächtigen Callenfelser Quarzit. Schon zu beiden Seiten des Baches, der auf der Nordseite des Idar entspringt, liessen sich bei Weitersbach und Rhaunen und bei dem

Bache, der vom Plateau des Hunsrück kommt, bei Hausen höhere und niedere Terrassen, mit Diluvialgeschieben bedeckt, nachweisen. Dagegen dürften die z. Th. sehr mächtigen Kies-Ablagerungen auf den 400 Meter hohen Plateaus westlich und östlich von Hausen, bei Woppenroth, Bundenbach und Soonschied dem Tertiär angehören, da sie aus gleichem Material bestehen, wie an den oben mehr erwähnten Stellen in der Vordereifel, auf den Hochplateaus zu beiden Seiten der Mosel und auf dem Hunsrück (in grösserer Ausdehnung bei Buchholz und Herschwiesen).

Zwischen Hochstädten und Martinstein fällt noch ein grösserer Bach in die Nahe, der Kellenbach, welcher durch die Vereinigung des Simmerbachs und Brühlbachs bei Gemünden entsteht; die Quellen des ersteren liegen nordwestlich, nördlich und nordöstlich von Simmern, auf der Wasserscheide zwischen der Mosel, Nahe und dem Rhein, die des letzteren bei Argenthal und Tiefenbach. Der Brühlbach verläuft auf der Nordwestseite des Soonwaldrückens, er nimmt bei Mengerschied den Lametbach auf, welcher anfangs in einem Längenthal zwischen Soonwaldsrücken verläuft, dann durchbricht er quer den nach dem Lützelsoon streichenden Quarzitrücken. Derselbe wird unterhalb Gemünden auch vom Kellenbach quer durchschnitten und zwar an einer Stelle, wo es den Anschein hat, dass eine Verschiebung vorliegt. Das im Devon sehr enge Thal mit vielen Krümmungen wird im Unter-Rothliegenden bei Simmern unter Dhaun ansehnlich breit. Am oberen, wie am unteren Laufe dieses Baches zeigen sich eine Reihe höherer und niederer Diluvial-Terrassen, während die Kies-Ablagerungen auf den Plateau's bei Gemünden, Schlierschied und bei Dhaun dem Tertiär zuzurechnen sind.

Bei Creuznach mündet auf der linken Seite der Nahe der Gräfenbach, welcher 2 Kilometer oberhalb der Stadt den Fischbach aufnimmt, dieser kommt aus dem Devon von Winterbach im SO.-Laufe, den er auch noch im Unter- und Ober-Rothliegenden bis unterhalb Bockenau beibehält, dann windet er sich in ganz enger Thalschlucht durch die Porphyritfelsen des Stromberg und weiter in östlichem Laufe durch die nördliche Partie des Porphyrits

vom Welschberg, ebenfalls in enger Felsenschlucht. Der Gräfenbach entspringt zwischen den beiden Quarzitrücken des Ellersprung und des Wildenburger Häuschens, verläuft einige Zeit parallel mit beiden Rücken, durchschneidet dann unterhalb Köbershütte den erstgenannten Rücken in südöstlichem Laufe, sowie unterhalb Gräfenbacher Hütte den Quarzitzug, der vom Weissenfels nach der Altgrube in SW. fortsetzt und macht bei Argenschwang plötzlich einen fast rechten Winkel nach NO. Ob diese veränderte Richtung des Laufes durch eine Spalte in den Devonschichten erfolgt ist, dürften spätere Untersuchungen feststellen. Der bei Bretzenheim in die Nahe sich ergiessende Guldenbach zeigt auf seinem ganzen Laufe von Rheinböllen her eine SO.-Richtung und keine auffallende Krümmungen; zwischen Rheinböllerhütte und der Dixen Mühle oberhalb Stromberger Neuhütte durchquert er drei Quarzitrücken und ist auf dieser Strecke das Thal auch recht eng. Gleich unterhalb der Dixen Mühle nimmt dasselbe im Hunsrück-Schiefer und in den Schichten des oberen Unterdevon eine grössere Breite ein, bis dicht vor Stromberg, wo es im Mitteldevonischen Kalk wieder als enge Schlucht erscheint. Eine merkliche Thalerweiterung tritt oberhalb Windesheim ein, in welcher Gegend der Guldenbach in Schichten des Unter- und Ober-Rothliegenden eintritt, wie das wohl überall der Fall ist, wo die Wasserläufe feste Gesteinsschichten verlassen und in weicheren ihren Lauf fortsetzen.

Die Nahe selbst geht von ihrer Quelle bis kurz vor der Mündung in den Rhein durch Schichten des Unter- und Ober-Rothliegenden und durchbricht viele Eruptiv-Gesteine. Soweit sie ihren Weg im Rothliegenden gesucht hat, bildet sie meist Thalweitungen, wenige Stellen ausgenommen. Im Porphyrgebiete bei Türkismühle verengt sich das Thal, zeigt aber bei Bahnhof Birkenfeld wieder eine ansehnliche Breite, welches darin seinen Grund hat, dass weichere Gesteine (Unter- und Ober-Rothliegendes) im Bereiche der Eruptiv-Gesteine eingelagert sind. Nun macht die Nahe von Hoppstädten ab im Melaphyr-Massiv, das sich bis Oberstein ausdehnt, in meist enger Thalschlucht viele kleinere und grössere Krümmungen, bildet hie und da auch lange und schmale Bergzungen, namentlich oberhalb Bahnhof Heimbach

und oberhalb Hammerstein. Unterhalb Oberstein nimmt das Thal im Ober-Rothliegenden wieder eine Breite von 300 bis 500 Meter ein, abgesehen von einigen Stellen, an denen Melaphyrlager quer durchsetzen. Auffallend und bis zu 50 Meter verengt sich das Thal im Melaphyr des Hellberg unterhalb Kirn und fast ebenso verengt es sich nach der grossen Thalweitung von Hochstädten im Melaphyr von Martinstein. Hier gleichsam in einer engen Pforte mit steilen Gehängen zu beiden Seiten, welche Thalenge von Schloss Dhaun aus gesehen besonders ins Auge fällt, verlaufend, tritt der Fluss gleich unterhalb derselben in ein offenes und weites Thal. Breite und langgestreckte Terrassen mit diluvialer Bedeckung stellen sich hier im Ober-Rothliegenden ein; sie reichen hinauf bis zu 60 Meter über der Nahe; die höchsten entsprechen in der Höhenlage denen, wie sie über der Nahepforte bei Martinstein vorkommen und dürften die ältesten diluvialen Niederschläge des Flusses enthalten. — Unterhalb der Glanmündung durchbricht die Nahe im weiteren Verlaufe bis Creuznach vielfach Eruptivgesteine und windet sich in kleinen und grossen Bogen, bald in weitem, bald in engem Thale, je nachdem Eruptiv- oder geschichtetes Gestein durchschnitten wird, in nordöstlicher Richtung nach Creuznach. Im Ober-Rothliegenden und Tertiär von hier abwärts hat das Thal die grösste Breite (siehe Taf. IV). Von der Stelle, wo auf der rechten Seite der Apfelbach mündet, ändert die Nahe ihren NO.-Lauf in einen nördlichen, den sie auch beibehält. Vor ihrer Mündung hat sich dieselbe auf eine Strecke von etwa 1 Kilometer durch die Quarzitschichten des Rochusberges gearbeitet. Die hier entstandene enge Thalschlucht hat kaum 200 Meter Breite und ragen zu beiden Seiten steile Felswände auf 100 Meter Höhe hervor. Dieser Durchbruch der Nahe ist gewiss eine der interessantesten Erscheinungen im ganzen Rheinlande in Bezug auf Thalbildung und hat wohl auch die Aufmerksamkeit und das Erstaunen eines jeden Geologen, der den Rhein bereiste, hervorgerufen. Wenn man von einem Höhenpunkt südwestlich vom Rochusberg seinen Blick in's Nahethal richtet, so bemerkt man die enge Schlucht des jetzigen Thales und in östlicher Richtung fällt eine grosse Mulde auf, die zwischen

dem Rochusberg und der ziemlich steil abfallenden Höhe südöstlich von Ockenheim liegt. Diese muldenförmige Einsenkung macht so recht den Eindruck eines alten Flusslaufes und man gelangt leicht zu der Annahme, dass der Fluss um den Rhein zu erreichen, ehemals in den weichen Tertiärschichten, wie sie sich auf der SO.-Seite des Rochusberg anlehnen, seinen Weg gesucht habe, anstatt die Quarzitfelsen des Rochusberg zu durchbrechen, und man denkt wohl an eine in diesem Berge entstandene Querspalte, der der Fluss später gefolgt sei. Eine solche lässt sich indess nicht nachweisen. Dass die Nahe ehemals bei Kempten oberhalb Bingen in den Rhein verlaufen, wurde meines Wissens bisher auch allgemein angenommen. In diesem Sinne hat sich v. Dechen in einem Vortrage, der nicht zur Publication gelangt ist, ausgesprochen. In dem Berichte [1]) darüber ist mitgetheilt, dass er zu dem Urtheile gelangt sei, die Nahe müsse in einer nach dem grossen Zeitmaasse der Geologie fern zurückliegenden Epoche bei Kempten östlich vom Rochusberg ihre Einmündung gehabt haben.

C. Koch sagte in einem Vortrage, den er im Dezember 1877 in Frankfurt a. M. im Vereine für Geographie und Statistik hielt (über Thalbildungen und zeitweise Aenderungen der Flussläufe mit speziellen Beobachtungen des Rheingebietes):

»Interessant ist die Frage, was damals, als der Rhein bei Bingen hoch oben floss, die Nahe machte? bei Kempten rheinaufwärts liegt, dem Nahethale folgend, ein weites Thal, das alte Nahebett. Das ganze Kemptener Thal liegt voller Nahegeschiebe, und als diese dort abgelagert worden, war sicher der Rochusberg nicht vom gegenüberliegenden Gebirge getrennt; es fragt sich nun, warum zerbrach der Fluss dennoch diesen aus Quarzgestein bestehenden mächtigen Damm, da doch das breite Kemptener Thal ihm heute noch offen steht? Auch hier liegt ein orographisches Räthsel vor. Haben wir es mit einem durch Spaltung entstandenen Thal zu thun? Es ist das kaum anzunehmen.

[1]) Jahrbuch des Vereins von Alterthumsfreunden im Rheinlande XVI., Achter Jahrgang, 2. Supplement-Heft 1851, S. 142.

Eine andere Erklärungsweise liess sich vielleicht in den Wirkungen des Leibaches finden. Diese Materialien setzen häufig verengte Thäler zu und kann hierdurch der Anlass zu solch' gewaltsamen Durchbrüchen unter Umständen gegeben werden. Wie gesagt, eine definitive unanfechtbare Lösung dieser Frage ist bis jetzt noch nicht erfolgt.«

v. KLIPPSTEIN [1]) äussert sich dahin, dass die Nahe ehemals an der Ostseite des Rochusberges hin ihre Vereinigung mit Rheine fand und dass später eine enge Spalte auf der Westseite desselben der Nahe einen kürzeren Weg bahnte.

A. ANGELBIS sagt in seiner Abhandlung über die Entstehung des Neuwieder Beckens [2]): »Wahrscheinlich hat die Nahe erst in verhältnissmässig neuer Zeit die Devonschichten bei Bingen durchbrochen. Früher wird sie wohl ihren Weg durch die leicht zerstörbaren Tertiärschichten des Mainzer Beckens genommen und den Rhein wenig unterhalb Mainz erreicht haben.« Ich bin bei den sorgfältigsten Begehungen der Bingener Gegend zu der Ansicht gelangt, dass die Nahe zu keiner Zeitperiode ihren Lauf in der Richtung nach Kempten hatte, dass dieselbe weder hier noch bei Bingen ehemals in den Rhein mündete, dass vielmehr in früherer Zeit über den Scheiderücken zwischen Rochusberg und Ockenheim ein Arm des Rheines seinen Weg nahm, in den die Nahe weiter aufwärts ihrer jetzigen Mündung sich ergoss. Auf der Südwestseite des Rochusberges befindet sich über der engen Thalschlucht und 100 Meter über der Nahe auf deren linken Seite am östlichen Abhang des Hassenkopfs eine grosse Terrasse mit diluvialen Geschieben bedeckt. Dieselbe nimmt eine Breite von 600 Meter und eine Länge von etwa 1 Kilometer ein. In gleicher Höhe kommen kleinere Terrassen, ebenfalls mit Geschieben bedeckt, vor; und zwar östlich von Weiler und südwestlich der Elisenhöhe bei Bingerbrück, sowie auch an der Nahe aufwärts westlich von Sarmsheim und westlich von Laubenheim. Beim ersten

[1]) Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntniss der östlichen Alpen II. Band, 1. Abtheil. 1871, Seite 60.

[2]) Jahrbuch der Königl. preuss. geolog. Landesanstalt für 1882, Seite 22.

Begehen der breiten Terrasse östlich von Hassenkopf musste ich mir sagen, wie schwer es sich erklären lasse, dass ein so kleiner Fluss wie die Nahe eine solche ausgedehnte Terrasse habe bilden können, und dass es viel wahrscheinlicher sei, dass hier ein grosser Fluss ehemals seinen Verlauf gehabt, der seinen Weg über die Terrassen östlich von Weiler und südwestlich der Elisenhöhe fortgesetzt habe. Und nach weiteren Untersuchungen der Terrainverhältnisse und der abgelagerten Geschiebe unterliegt es keinem Zweifel, dass der Rhein oder vielmehr ein Arm desselben ehemals zwischen dem Rochusberg (Scharlachkopf) und Hassenkopf verlaufen ist. C. Koch sagte in seinem vorher citirten Vortrage, dass in der Kemptener Gegend Nahegeschiebe vorkämen. v. Dechen hat, wie er mir mittheilt, bei seinen Untersuchungen der Kemptener Gegend auf dem Scheiderücken zwischen dem Rochusberg und Ockenheim keine Nahegeschiebe gefunden, sondern ausschliesslich Conchylien des Mainzer Beckens, auch Lepsius fand sie nicht. — Letzterer theilt mit [1]), dass die Grenze zwischen Rhein- und Nahegeröllen nicht zusammenfalle mit der jetzigen niedrigen Wasserscheide (nur 30 Meter über den Rhein) zwischen Ockenheim und dem Rochusberg, sondern die Rheingerölle übersteigen dieselbe und finden sich noch bis halbwegs Sponsheim (im Nahethal) vor. Ich habe bei genauestem Begehen der Kemptener Gegend und des Scheiderückens keine Nahegeschiebe finden können; dagegen kommen solche auf der hohen Terrasse zwischen dem Hassenkopf und Scharlachkopf vor, ein Beweis dafür, dass schon in der ältesten Zeit hier Nahegewässer vorüberflossen (Taf. IV). Ich nehme an, dass ehemals als der Rhein seinen Abfluss aus dem Mainzer Becken nahm, nordöstlich von Rochusberg, wo er zunächst das Devon berührte, eine Theilung des Flusses statt hatte; der südliche Arm floss in südwestlicher Richtung zwischen Ockenheim und dem Rochusberg nach Sponsheim hin, machte in der jetzigen Thalweite unterhalb Sponsheim, wo er die Nahe aufnahm, einen scharfen Bogen nach N. in der Richtung des jetzigen Nahethales (zwischen Ippesheim und Bingerbrück) und setzte seinen Weg zwischen dem

[1]) Das Mainzer Becken.

Hassenkopf und dem Scharlochkopf fort, um sich mit dem nördlichen Arm, der seinen Lauf zwischen dem Niederwald und Rochusberg, in der Richtung des heutigen Rheines hatte, bei Bingen zu vereinigen. Zwischen den Quarzitrücken des Niederwalds und des Rochusbergs ist eine breite Zone Hunsrückschiefer eingelagert und mag auch das Kalklager von Bingerbrück sich nach Osten weit forterstreckt haben — soll doch bei Oestrich derselbe Kalk vorkommen. In diesem weicheren Gesteine konnte der nördliche Rheinarm sich leichter ein tieferes Bett graben als der südliche in dem festen Quarzit am Scharlochkopf, der mit der Zeit ganz vom Rheinwasser verlassen wurde, und nur die Nahe schnitt in dem vom südlichen Rheinarme vorgebildeten Thale tiefer ein. v. Dechen sagt in seinem neuesten Werke [1]), in dem er in dem Abschnitt »Nahethal und Einmündung in den Rhein« eine kurze Mittheilung über meine Beobachtungen macht: »Es erscheint die Annahme zulässig, dass der Rhein sich am östlichen Ende des Rochusberges in zwei Arme getheilt hat, die sich bei Bingen wieder vereinigten und während einer langen Zeit zusammen thätig waren. Der Südarm wurde aber verlassen, als Gefälle und Wassermenge sich so verminderten, dass der breitere Raum zwischen Kempten und Ockenheim nicht mehr der Vertiefung des Nordarmes zu folgen vermochte. Dieser Zeitpunkt ist eingetreten, als der Rücken an seinem tiefsten Punkte eine Höhe von etwa 30 Meter über dem Pegel bei Bingen besass. Von dieser Zeit an hat die Nahe ihr Thal oberhalb Bingen bis zu der heutigen Sohle ausgetieft. Auf diese Weise werden durch H. Grebe's Beobachtungen die Schwierigkeiten beseitigt, welche sich früher der Erklärung dieser auffallenden Thalbildung entgegenstellten.«

Solche ehemalige Flusstheilung wie am Rochusberg erscheint beim Rheine weiter abwärts noch einmal. Als derselbe in einem über 100 Meter höheren Niveau verlief, hat er sich auch bei Salzig getheilt und zog sich hier ein Arm in nordwestlicher Richtung ab, der dann $1^1/_2$ Kilometer westlich von Salzig einen scharfen

[1]) Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, II. Theil 1884, S. 721.

Bogen machte, um nördlich parallel mit dem östlichen und jetzigen Rheinlauf weiter zu fliessen. Der Eisenbolsberg bei Boppard trat damals als Insel zwischen beiden Armen hervor, wohl zu derselben Zeit, als der Rochusberg als Insel zwischen dem nördlichen und südlichen Rheinarm sich gestaltete. Dass auch bei Schweich und Platten eine Theilung der Mosel ehemals statt hatte und dass die Arme sich bei Lieser vereinigten, ist oben bereits näher erörtert worden. Der nördliche und später verlassene Moselarm suchte sich an der Scheide von Devon und Buntsandstein seinen Weg, ähnlich wie der südliche Rheinarm an der Scheide von Devon und Tertiär auf der Südostseite des Rochusberges.

Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen am Mosenberg bei Manderscheid, bei Birresborn und in der Gegend von Bertrich.

Von Herrn **H. Grebe** in Trier.

(Hierzu Tafel V.)

»Die rheinischen Vulkane ziehen noch immer die Aufmerksamkeit der Naturforscher auf sich, und so sehr auch frühere Reisende bemüht gewesen, sich über sie zu belehren, so scheint man doch allgemein anzuerkennen, dass sie ferner untersucht und dargestellt zu werden verdienen.« Mit diesen Worten beginnt der eifrige Eifelforscher STEININGER seine Abhandlung über die erloschenen Vulkane der Eifel, und LEOP. V. BUCH sagt in einem Briefe (12. August 1820) an STEININGER: »Die Eifel hat ihres Gleichen in der Welt nicht; sie wird auch ihrer Seits Führer und Lehrer werden, manche andere Gegend zu begreifen, und ihre Kenntniss kann gar nicht umgangen werden, wenn man eine klare Ansicht der vulkanischen Erscheinungen auf Continenten erhalten will«. Nach STEININGER hat V. DECHEN die eingehendsten Studien über die vulkanische Eifel unternommen und ganz vortreffliche Beobachtungen in seinem geognostischen Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel niedergelegt; dann sind von MITSCHERLICH [1]) seit 1832 Untersuchungen in derselben an-

---

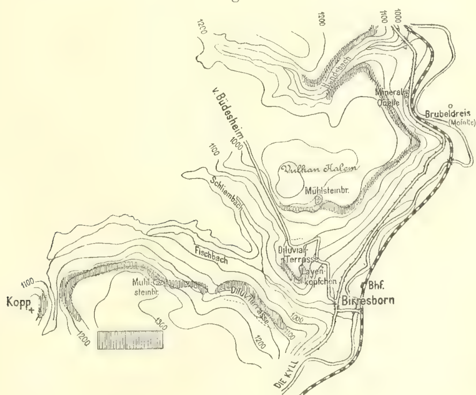
[1]) Ueber die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel von E. MITSCHERLICH. Herausgegeben von J. ROTH, 1865.

gestellt worden. Diesem Werk sind von einzelnen vulkanischen Punkten specielle Pläne beigefügt worden, von Gerolstein und Bertrich im Maassstabe von 1 : 10000, von der Umgebung des Mosenbergs im Maassstabe von 1 : 25000, und so sollte man glauben, es sei bei weiterer Untersuchung der Eifeler Vulkane wenig Neues mehr aufzufinden. Indess hat es sich gezeigt, dass beim Vorschreiten unserer geologischen Specialaufnahmen nördlich der Mosel sich schon bei den nächsten Vulkanen bemerkenswerthe neue Resultate ergeben haben. So wurde bei der Kartirung der Umgebung des Mosenbergs im Jahre 1884 ein neuer Lavastrom nachgewiesen. Ich sagte darüber in den Erläuterungen zu Blatt Manderscheid: »In dem Elbachthale, das nördlich vom Hinkels Maar (kleines Maar auf der nördlichen Seite von Mosenberg) nach der kleinen Kyll verläuft, trifft man viele grosse Blöcke basaltischer Lava bis zur kleinen Kyll hin. Durch den kleinen Wasserlauf dieses nur $1^1/_2$ Kilometer langen Thälchens können die Blöcke wohl nicht herabgeführt worden sein, viel wahrscheinlicher ist, dass sie die Reste eines zerstörten Lavastromes sind, der sich vom Hinkels Maar durch das Elbachthal nach der kleinen Kyll hin ergossen hat«. Dazu bemerkt v. Dechen: Diese Beobachtung des Lavastromes im Elbachthal ist durchaus neu. Kein Beobachter, weder Steininger, Stengel, Nöggerath und v. d. Wyck, noch Mitscherlich erwähnt denselben; die Stelle in Steininger's Geogn. Studien am Mittelrhein 1819, S. 207 »drei Bette, durch welche Lava floss«, könnte darauf bezogen werden — aber es würden doch nur zwei sein (Horngraben und Elbach), eins würde fehlen. In seinen späteren Schriften findet sich keine Erwähnung eines anderen Lavastromes als im Horngraben«. Weiter sagt v. Dechen: Die Bemerkung von Grebe ist gewiss richtig, dass der Elbach die Blöcke nicht herbeigeführt, sondern den in das Thal geflossenen Lavastrom theilweise zerstört hat.

In demselben Jahre sind auch bei dem 15 Kilometer nordwestlich vom Mosenberg auf der rechten Kyllseite bei Birresborn auftretenden Vulkan Kalem Wahrnehmungen gemacht worden, die ebenfalls ganz neue Resultate ergaben. Man nahm bis dahin an,

dass die beiden Lavaströme, die östlich und südlich vom Kalem vorkommen, ihren Ursprung am Kalem nähmen, dass der 90 bis 100 Meter über dem Kyllthal liegende ein älterer, der 60 bis 70 Meter über dem Thale am Leienhäuschen über Birresborn auftretende ein jüngerer Erguss sei, aber es ist mir gelungen nachzuweisen, dass der Lavastrom vom Leienhäuschen in gar keinem Zusammenhang mit dem Kalem steht, es treten zwischen beiden Punkten Devonschichten hervor. Der Lavastrom vom Leienhäuschen liegt in gleicher Höhe mit dem auf der rechten Seite des Fischbaches auftretenden, der sich bis Kopp hin erstreckt, derselbe hat sich ehemals im alten Fischbachthal ausgebreitet bis zum Leienhäuschen und hat ihn später der Fischbach durchschnitten. Dieser Strom ging von dem Schlackenkopf, »auf der Huck« genannt, aus, ergoss sich aufwärts bis Kopp, wo er später vom Weisenseifen durchschnitten worden ist. Der obere Lavastrom ging von dem Krater an der spitzen Kuppe auf der westlichen Seite des Kalem aus, er umsäumt in senkrechten Pfeilern auf der S.- und O.-Seite die Höhe, erstreckt sich ins Hundsbachthal, bildet auch dessen obere steilen Ränder und verläuft bis in die Nähe von Lissingen.

Fig. 1.



Auch fand ich, dass die obere Fläche des Lavastromes am Leienhäuschen eine Flussterrasse darstellt, die mit Lehm und einzelnen Geschieben bedeckt ist. v. Dechen bemerkt hierzu, dass es das einzige Beispiel sei, welches aus der Eifel bekannt geworden, während es eine sich in der Umgegend des Laacher See's immer wiederholende Erscheinung ist, dass die Lavaströme mit Löss bedeckt sind. Es sind mir aber weitere Localitäten bekannt geworden, an denen diluviale Ablagerungen über den Lavaströmen sich zeigen. Noch im letzten Herbste machte ich die Wahrnehmung, dass auch der am Ostrande vom Kalem nach dem Hundsbach und weiter nach Lissingen sich erstreckende Lavastrom eine Lehmbedeckung mit vereinzelten Geschieben zeigt, eine Diluvialterrasse darstellend von etwa 800 Meter Breite und 3—4 Kilometer Länge vom Kalem bis in die Nähe von Lissingen. Auch der Lavastrom, der von der Papenkaul nach dem Kyllthale verläuft, zeigt bei Sarresdorf eine nicht unbedeutende Terrasse; der Lavastrom ist hier in seiner Breite von 500 Meter mit Lehm und Geschieben bedeckt. Ebenfalls erscheinen bei Bertrich einige kleine Terrassen, bei denen der Lavastrom mit Lehm und Geschieben bedeckt ist.

Von grösserem Belang sind die neuen Beobachtungsresultate über die so interessanten vulkanischen Erscheinungen der Bertricher Umgebung. v. Dechen, dem ich darüber berichtete, erwiderte: »Es ist gewiss, dass nach Ihren Beobachtungen viel zu berichtigen und viel zuzufügen bleibt« und regte dazu an, dieselben in einem besonderen Aufsatze zu veröffentlichen. Ich füge hier eine Kartenskizze bei (Taf. V). Wenn man die Karte mit der in gleichem Maassstabe der Mitscherlich'schen Arbeit vergleicht, so wird sofort klar werden, wie die Verhältnisse an der Falkenlei sich ganz anders gestalten. — Die fast kreisförmige Rundung der die Hardt bildenden Erhebung ist bei der Mitscherlich'schen Karte nicht zu erkennen, und meines Wissens hat auch noch kein Beobachter es bestimmt ausgesprochen, dass hier der Hauptkrater der Bertricher Gegend sich befinde. Leider stand mir keine genaue topographische Grundlage zu Gebote. Das betreffende Messtischblatt giebt kaum ein annähernd richtiges Bild der Terrainverhält-

nisse der Hardter Umgebung. Bei der MITSCHERLICH'schen Karte, ebenfalls mit Niveaulinien, ist noch weniger die halbkreisförmige Rundung des steilen Gehänges am SW.-Abhang der Falkenlei wahrnehmbar, und gar nicht die ebenfalls halbkreisförmige Rundung auf der NW.-Seite des Facherbergs. Das Terrain fällt auch hier sehr steil gegen die Hardt ab, ist dicht bewaldet, und man muss nothwendig dasselbe nach verschiedenen Richtungen begehen, um daran den östlichen Theil des Kraters zu erkennen. In den Dachslöchern zeigt die MITSCERLICH'sche Karte eine Partie vulkanischen Gesteins in gerader Richtung von O. nach W. verlaufend. Dieser Schlackenwall dehnt sich indess von der Kenfuser Tränke in einem kreisförmigen Bogen durch die Dachslöcher nach dem Facherberg hin in einer Länge von etwa 550 Meter aus; er liegt am Facherberg ca. 100 Meter über dem Thalboden der Hardt. Wenn man seinen Standpunkt an einer lichten Stelle im Walde auf der W.-Seite vom Facherberg wählt, sieht man am besten die fast kreisförmige Umwallung der Hardt[1]). Eine möglichst genaue topographische Aufnahme des Terrains wäre sehr zu wünschen, ich habe in der Kartenskizze die Verhältnisse so naturgetreu, als es mir möglich war, darzustellen gesucht. Dieselben liegen hier ähnlich wie bei dem Krater des Meerfelder Maar. In meinem Aufsatze über Thalbildungen auf der linken Rheinseite (Jahrbuch für 1885) wurde gezeigt, dass im Dorfe Meerfeld die Thalschlucht des Ritzbaches sich öffne, und dass auf der Ostseite des Maares sich eine enge Thalschlucht befinde, in der der Abfluss aus dem Maare, der Meerbach, nach der kleinen Kyll verlaufe. Vor der Entstehung des grossen Kraters von Meerfeld sei die Thalschlucht des Meerbaches mit der des Ritzbaches im Zusammenhang gewesen, welcher bei der Bildung des Kraters unterbrochen

[1]) Erst nach Abschluss dieser Arbeit kam mir die petrographische Karte mit Terrainzeichnung zu Gesicht, die v. DECHEN seinem Aufsatze »Die vulkanischen Punkte in der Gegend von Bertrich« im NÖGGERATH'schen Werke (das Gebirge in Rheinland-Westphalen, Bd. III, Taf. III) beigefügt hat. Auf derselben ist die kesselförmige grosse Vertiefung zwischen der Falkenlei und dem Facherberg am deutlichsten angegeben, auch der halbkreisförmige Schlackenwall in den Dachslöchern, ebenfalls tritt hier die Thalschlucht der oberen Kenfuser Tränke naturgetreu hervor, sowie die Thalenge zwischen Hardt und Mullischwiese.

wurde. Die an der Maischquelle, nahe der alten Strasse von Kenfus nach Bertrich, beginnende enge Thalschlucht, in der die Kenfuser Tränke verläuft, hat vor der Entstehung des grossen Kraters der Hardt gewiss durch diese und die Mullischwiese nach der Uess fortgesetzt; auch sie ist bei der Kraterbildung bis auf die kurze Strecke zwischen Hardt und Maischquelle zerstört worden, nur die Thalenge zwischen Hardt und Mullischwiese lässt noch ihre ehemalige Richtung erkennen. In dieselbe öffnete sich, da, wo sich jetzt die Mullischwiese befindet, die Falkenkauler Schlucht, welche zwischen der Falkenlei und dem Tümmelbusch beginnt, und anfangs in SW.-Richtung verläuft; da, wo die neue Strasse sie überschreitet, wendet sie sich gegen O. Nach der Terrainzeichnung des Messtischblattes soll die Falkenkaul von NO. nach SW. zum Uessbachthal verlaufen, dies ist keineswegs der Fall. Auch der auffallend breite Thalboden an der Mullischwiese hat eine kraterförmige Umwallung, welche weder das Blatt Bertrich noch die Mitscherlich'sche Karte zur Darstellung bringt; sie ist aber bei aufmerksamer Betrachtung des Terrains wahrnehmbar. Es sind also hier zwei grosse Krater dicht neben einander, der der Hardt ist auf der SW.-Seite geöffnet (untere Thalenge der Kenfuser Tränke), der der Mullischwiese wird auf der SW.-Seite vom Uessbachthal begrenzt; der Kraterrand ist auf dieser Seite auf einer etwa 100 Meter langen Strecke zerstört.

Der 130 Meter über der Hardt sich steil erhebende Schlackenkegel der Falkenlei dehnt sich nach W. bis zum Beginne der Falkenkaul aus; auch hier ist eine kraterförmige Rundung erkennbar; auf der W.-Seite derselben treten noch einige Schlackenköpfe, unter denen der Tümmelbusch der grösste ist, hervor. Das Hüstchen südlich von Kenfus stellt einen kleinen Krater von 30 Meter Durchmesser für sich dar, wie auch der der Facherhöh, welcher sich nach S. öffnet. Rechts der alten Strasse von Kenfuss nach Bertrich sieht man bei dem Ausgange aus dem Orte eine kleine trichterförmige Vertiefung von 300 bis 400 Meter Durchmesser, »im Puhl« genannt, rings von vulkanischem Tuff umgeben, welche wahrscheinlich auch einen Krater darstellt. So hätten wir es hier mit sechs Kratern, zwei grösseren und vier kleineren, zu thun.

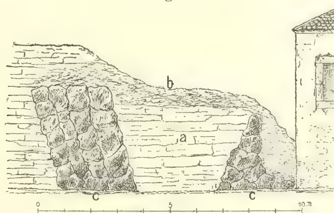
Zwischen der Mündung des Erbis- (Elbes-) Baches und des Linnig-Baches erscheint westlich vom Sesenwald im Sesenflürchen eine Ablagerung von vulkanischem Tuff und vulkanischem Conglomerat auf einer Fläche mit wallförmiger Umgebung, besonders auf der West- und Ostseite, die auch den Eindruck eines Kraters macht, dagegen dürfte die halbkreisförmige Thalerweiterung an der Villa Cüppers bei Bertrich, sowie die oberhalb der Mullischwiese auf der linken Seite der Uess, »Im Strasses« genannt, bei der Thalbildung entstanden sein.

Den Verlauf des Lavastromes im Uessbachthale giebt die Mitscherlich'sche Karte nur annähernd genau an; ich habe demselben ganz besondere Aufmerksamkeit gewidmet und die gemachten Beobachtungen in der Kartenskizze (Taf. V) niedergelegt. Es ergab sich dabei, dass der Lavastrom nicht immer dem jetzigen Uessbachthal folgt, sondern an manchen Stellen seitlich davon liegt, und hat sich hier der Bach im Devon einen neuen Weg gesucht. Diese Beobachtungsresultate schienen mir von besonderem Interesse, so dass ich sie möglichst anschaulich in grösserem Maassstabe bildlich darstellte. Man ist immer im Zweifel gewesen, von welcher Stelle der etwa 3 Kilometer lange Lavastrom ausgeflossen sei. Ein Lavaerguss hat sicherlich zwischen dem Tümmelbusch und der Falkenlei begonnen und durch die Falkenkaul fortgesetzt. Der obere Theil dieser Schlucht liegt voller Lavablöcke, welche der Erosion widerstanden haben. Schurfversuche, die in der Schlucht anstehende Lava feststellen sollten, blieben erfolglos, weil das Abteufen wegen der vielen und sehr festen Blöcke zu schwierig wurde. Da, wo die neue Strasse diese Schlucht überschreitet, steht auf der N.-Seite und dicht an der Strasse Lava auf 15 Meter Breite und 3—4 Meter Höhe, sowie auch unterhalb derselben an. Dieser Lavastrom könnte sich ja durch die Mullischwiese und weiter ins Uessbachthal erstreckt haben, indess ist im unteren Theile der Falkenkaul nur Lava in losen Blöcken zu sehen, und es ist auch nicht wahrscheinlich, dass der an der Uess so mächtige Lavastrom im unteren Theile der Falkenkaul ganz verschwunden sei, viel wahrscheinlicher ist, dass er aus einem der grossen Krater der Hardt oder Mullischwiese ausgeflossen ist. An zwei Stellen in

der Mullischwiese ragt Lava als anstehender Fels hervor, etwa in der Mitte derselben, nahe der Kenfuser Tränke und an der neuen Strasse. Im Uessbachthale angelangt, dehnte sich die Lavamasse noch eine Strecke von 600 Schritten thalaufwärts aus; der grösste Theil ergoss sich im Thale abwärts. Dem Steinbruch im Mühlrech gegenüber zog er sich am Gehänge des Komesrech bis 20 Meter über die Thalsohle und thalaufwärts bis zu dem Thalkessel »im Strasses«. Hier treten auf der linken Seite des Baches und dicht am Ufer die Säulen von Basaltlava in etwa 8 Meter Höhe hervor. Auf der oberen Seite des Stromes überlagert die Lava das Devon und muss an dieser Stelle vor dem Erguss ein Wasserfall bestanden haben; auf der unteren Seite ist die Grenze zwischen Lava und Schiefer fast saiger und kann man bei aufmerksamer Beobachtung an dem Thalgehänge den Verlauf des früheren Uessbachthales wahrnehmen, das einen grossen Bogen nach N. machte. Am unteren Ende dieses 120 Schritte (ca. 90 Meter) langen Stückes vom Lavastrom reicht der devonische Schiefer dicht an das Bachufer, ebenso auf der rechten Seite der Uess. Der Schieferfels zu beiden Seiten des Baches war bei dem Erguss des Lavastromes zusammenhängend und ist erst, nachdem das alte Bachbett mit Lava erfüllt war, von der Uess durchbrochen worden. Dieselbe machte an dieser Stelle ehemals einen kleinen westlichen Bogen. Die Lava tritt nun auf eine kurze Strecke von 50 Schritt (40 Meter) am rechten Bachufer hervor, dann folgt eine ganz schmale Partie Schiefer und darauf längs des Baches auf 130 Schritt (ca. 100 Meter) Länge Lava bis zu einer Wasserrinne, die vom Gehänge im Komesrech herabkommt. Auf der linken Seite der Uess setzt die Lava fast ununterbrochen auf eine Länge von 600 Schritt (ca. 490 Meter) vom Mühlrech bis 200 Schritt oberhalb der Mündung des Erbisbaches fort. Nur unterhalb des Steinbruches im Mühlrech tritt zwischen der Lava Schieferfels in der Breite von 40 Schritt (ca. 30 Meter) hervor, der im alten Uessbachthal mit dem auf der rechten Seite zusammenhing; hier liegt der Lavastrom auf der nördlichen Seite des Thales unter der neuen Strasse und setzt auf der rechten Seite des Thales dicht am Bachufer auf eine Länge von 325 Schritt (ca. 240 Meter) fort. Die Richtung des Thales ist von der Mündung

der Kenfuser Tränke bis zu der des Erbisbaches ehemals dieselbe gewesen wie heute; aber einen scharfen südlichen Bogen machte die Uess an der Mündung des Erbisbaches, bei der Käsegrotte. Hier lässt die MITSCHERLICH'sche Karte die Lava dicht an das Ufer der Uess treten. In Wirklichkeit steht zu beiden Seiten der Erbisbach-Mündung Schiefer an, auf der rechten Seite 25 Schritt von dem Uessbach-Ufer bis zur Käsegrotte, auch abwärts hält der Schiefer am rechten Ufer bis zur Elfen-Mühle auf 40 Schritt (ca. 30 Meter) an. Südlich derselben kommt in der Breite von 20 Schritt die Lava zwischen Schieferfels zum Vorschein. Der Lavastrom ist also hier nur 15 Meter breit, während er an der Käsegrotte 75 Meter breit ist. Die Mündung des Erbisbaches in den südlich vorspringenden scharfen Bogen der Uess fand ehemals etwa 100 Meter oberhalb der Stelle statt, wo er gegenwärtig einmündet. Die tiefe und enge Schlucht des unteren Erbisbaches wurde ganz mit Lava erfüllt, dieselbe drang auch ins alte Uessbachthal ein und füllte dasselbe bis zur Elfen-Mühle aus. Von der Käsegrotte bis zur Elfen-Mühle hat sich der Bach ein neues Bett im Schiefer gegraben. Unterhalb der Mühle setzt die Lava am linken Bachufer auf eine Länge von 75 Schritt (ca. 55 Meter) fort. Die Mühle sowohl wie das gegenüber liegende Oeconomiegebäude stehen auf Lava.

Fig. 2.



Beim Neubau desselben wurde ein interessanter Aufschluss gemacht. Die Lava (**c**) steht auf der W.-Seite des Gebäudes auf 9 Meter Breite an, dicht an demselben ragt sie unter Schotter (**b**) auf 3 Meter Höhe und in der Breite von 3 Meter hervor, dann scheint sie unter dem

Schiefer (a) gegen W. durchzuziehen und tritt nun im Schiefer gangförmig auf; sie ist hier 3 Meter mächtig, bei 4 Meter Höhe ruht eine Schotterdecke darauf, darüber folgt Schiefer. Der Gang scheint in h. 10 zu streichen und steht fast saiger. Ob derselbe mit dem Lavastrom in einem Zusammenhang steht, konnte nicht ermittelt werden.

Ein gangartiges Auftreten von Lava im Unterdevon beobachtete ich südöstlich von Strotzbüsch, welche Beobachtung v. Dechen in der zweiten Ausgabe seines Führers S. 44 erwähnt: »Der Gang ist 2 — 3 Meter mächtig, liegt 75 Meter über der Uess, streicht in Stunde 5 und steht nahe saiger. Nach den mikroskopischen Untersuchungen von Buss stimmt die Lava dieses Ganges ganz mit der Bertricher überein«.

Dicht an der zweiten Brücke von der Mühle ragen die Basaltlavasäulen unmittelbar am rechten Ufer der Uess hervor, indess nur auf eine Länge von 180 Schritt (ca. 134 Meter), dann folgen Schieferschichten, die sich am Uferrande hinziehen bis zur Einmündung des Linnigbaches, der hier einen kleinen Wasserfall im Schiefer macht. Einige Schritte östlich von der Bachmündung steht eine kleine Partie Lava an, dann treten 50 Schritt aufwärts am Linnigbach auf seiner rechten Seite Lavafelsen hervor. Von der Mündung des Baches 100 Schritte abwärts stehen am rechten Ufer der Uess Schieferschichten an, darauf folgt Lava auf 130 Schritt (ca. 95 Meter). Um den Zusammenhang dieses Stückes des Lavastroms mit der Partie am Linnigbach zu erklären, dürfte die Annahme zulässig sein, dass die Uess ehemals da, wo der Linnigbach mündet, einen südlichen Bogen machte, indess müsste das Thal hier sehr eng gewesen sein. Die Lava drang ähnlich wie am unteren Erbisbach gegen SW. vor und folgte dann dem Laufe des Uessbaches in östlicher Richtung; 250 Schritte (ca. 180 Meter) oberhalb der Brücke, über die die Strasse von Bertrich nach Bonsbeuren führt, kann man den früheren Uferrand der Uess auf der rechten Seite derselben noch ganz gut wahrnehmen. Es erhebt sich 5 Meter über dem Thale eine Terrasse und deutet das auf der W.-Seite derselben steil ansteigende Terrain den alten Uferrand an; auf der Terrasse bedecken diluviale Geschiebe die obere

Fläche des Lavastromes. Von hier machte der Bach einen grösseren südlichen Bogen als gegenwärtig. Zu beiden Seiten der Brücke steht Schiefer an und in einem Brunnen hinter der Villa Cüppers, der 100 Schritt vom rechten Ufer entfernt ist, wurde in der Sohle Lava angetroffen, darüber lagen $4^1/_2$ Meter mächtige Schottermassen. Auch links der Strasse nach Bonsbeuren fand man bei Grundarbeiten die Lava anstehend. Die Breite des Lavastromes unterhalb der Brücke ist 50 Schritt (ca. 37 Meter), so breit ist auch das ehemalige Uessthal hier gewesen, auffallend enge im Vergleich zur jetzigen Thalweite, in der Bertrich liegt. Von der Brücke an ist der Lavastrom auf eine grössere Strecke ganz zerstört, da man bei Fundamentarbeiten in Bertrich kein anstehendes Gestein antraf; eine kleine Partie davon findet sich zwischen der Kirche und der Bertricher Mühle. Ein grösseres zusammenhängendes Stück vom Lavastrom, in der Länge von 350 Schritt (ca. 260 Meter), zieht sich noch um den halbinselförmigen Vorsprung des Römerkessels. Um denselben hatte die Uess noch ihren Lauf vor Anlage der neuen Strasse von Bertrich nach Alf. Der schmale Rücken, der die Kuppe des Römerkessels mit dem Bergvorsprung des Peterswaldes verband, wurde bei dem Strassenbau durchbrochen, und zugleich neben der Strasse ein neues Uessbett gegraben [1]).

An manchen Stellen treten die Säulen der Basaltlava aus dem Bette der Uess hervor, an mehreren Punkten liegt wieder die untere Fläche des Lavastromes über dem Wasserspiegel der Uess; »im Strasses« sogar bis 2 Meter; es folgt daraus, dass die Bachsohle zur Zeit des Lavaergusses theils tiefer, theils höher als gegenwärtig lag, und eine Reihe Wasserfälle bestanden haben.

Der Lavastrom im Uessbachthal ist gewiss einer der jüngsten in der vulkanischen Eifel und fällt die Thätigkeit der Bertricher

---

[1]) Ganz neuerdings gelang es mir noch einen Lavastrom in der Facherkaul aufzufinden, der von dem Kleinen Krater der Facherhöh in Südlicher Richtung seinen Abfluss genommen hat; die Lava steht bei 70 und 75 Meter unter dem Krater in 1 Meter hohen Felsen an. Die Stelle ist schwer zugänglich, man muss sich in der sehr steil abfallenden Schlucht durch oft ganz dichtes Gestrüpp arbeiten, über Felsenstücke klettern und selbst Ortskundige machen auf die Gefahr aufmerksam die Schlucht zu begehen.

Vulkane in die jüngste Diluvialzeit. Aelter ist der Lavastrom bei Sarresdorf unterhalb Gerolstein, da derselbe 4—5 Meter über der Thalsohle sich jetzt befindet, noch älter der im Horngraben am Mosenberg, da die untere Fläche desselben etwa 15 Meter über der kleinen Kyll liegt. Einem viel höheren Alter gehört der vom Leienhäuschen bei Birresborn an (60—70 Meter über der Kyll) und der vom Kalem (90—100 Meter über der Kyll) gehört der ältesten Diluvialzeit an. Das Vorkommen von vulkanischem Tuffe mit tertiären Pflanzenresten bei Daun u. a. O. beweist, dass Vulkane in der Eifel schon zur Tertiärzeit vorhanden waren, es muss also die Thätigkeit der Eifeler Vulkane eine lang andauernde gewesen sein.

v. Dechen sagt S. 222 der älteren Ausgabe seines Eifelbuches: »Die in senkrechte Pfeiler getheilte Lavaplatten finden sich mehrfach auf Tuff aufliegend und gleichzeitig von Tuff bedeckt und also in denselben eingeschlossen. Dieselben liefern den Nachweis einer wiederholten verschiedenartigen vulkanischen Thätigkeit an derselben Stelle.« Am rechten Ufer der Uess tritt 75 Schritt (55 Meter) unter der Bonsbeurener Brücke unter den Lavasäulen in der Mächtigkeit von $^1/_2$ Meter Sand hervor. Derselbe besteht aus vielen abgerundeten Schiefer- und Sandsteinbrocken mit kleinen, runden Quarzkörnern und Schlackenstücken. An dem Oeconomiegebäude der Elfenmühle ruht eine Decke von Tuff auf der Lava [1]).

Die grosse Partie von Tuff, welche sich vom Facherberg östlich des Kraters der Hardt nach Kenfus hin ausdehnt, tritt theils in grösserer, theils in geringerer Mächtigkeit auf. In Kenfus, am Ausgang nach Bertrich (alte Strasse), erscheint unter einer $^1/_2$—1 Meter mächtigen Lehmdecke vulkanischer Sand in der Mächtigkeit von 1 Meter und gleich daneben auf der Ostseite der Strasse steht Schiefer an. In der grossen Sandgrube in der Nähe der Kapelle an der Maischquelle ist der Tuff 3—4 Meter mächtig aufgeschlossen, die Schichten erscheinen hier wellenförmig und bestehen

---

[1]) Dasselbe ist der Fall im Komesrech, dem Mühlrech gegenüber, auf der rechten Seite der Uess, 20 Meter über derselben. Im Strasses liegt unter dem Lavastrom ein mürbes Conglomerat, welches vorherrschend aus Schlackenstückchen im Gemenge mit kleinen Brocken von Schiefer und Grauwacke besteht.

dieselben aus kleineren und grösseren Stücken von Schiefer, Sandstein nebst Schlackenbrocken, darin liegen auch grosse Blöcke von Grauwacke. Die grössere Ablagerung von Tuff im Thalkessel des Sesenflürchen an der Elfenmühle giebt die MITSCHERLICH'sche Karte nicht an; es sind hier an mehreren Stellen Erdarbeiten ausgeführt, an denen derselbe entblösst ist, und besteht der Tuff aus Schlackenstückchen. Das vulkanische Conglomerat ist in grösserer Ausdehnung am Wege von Sesenflürchen nach Krinkhof aufgeschlossen und eine kleine Partie in dem Hohlweg nach Bertrich. Das feste, aus Schieferbrocken und Schlackenstücken bestehende Conglomerat, schliesst auch sehr grosse Blöcke von Grauwacke ein. 5—6 Kilometer nordwestlich von Bertrich wurde an der Trier-Coblenzer Strasse auf der rechten Seite der Uess eine 2 Meter mächtige Tuffablagerung wahrgenommen, welche etwa 10 Meter über der Thalsohle liegt. Ein besonders interessantes Vorkommen von Tuff ist 10 Kilometer südöstlich von Bertrich bei Merl a. d. Mosel. Dasselbe wurde vor Kurzem bei Grundarbeiten in einem Weinberge etwa $^1/_2$ Meter unter der Oberfläche aufgeschlossen am Ausgange von Merl nach Bullay, etwa 30 Meter über der Mosel. Der feinkörnige, zum Theil poröse Tuff besteht hier aus einem Gemenge von vulkanischem Sand mit Körnern von Bimsstein und Quarz, häufig auch Blättchen von schwarzem Glimmer, ist von geringer Festigkeit, nicht deutlich geschichtet und scheint in grösserer Mächtigkeit vorzukommen. Häufig sind darin Pflanzenabdrücke, mit deren Bestimmung sich E. WEISS befasst. Nach einer gefälligen Mittheilung des Herrn v. DECHEN hat der Tuff von Merl eine grosse Aehnlichkeit mit dem pflanzenführenden Tuff aus dem BIANCHI'schen Stolln bei der Rauschen-Mühle (unfern Kruft), an der Nette in der Nähe der linksrheinischen Bahnstation Neuwied. Ausser diesem Punkte sind in der Eifel nur noch an zwei Stellen am Buerberg bei Schutz und am Wartberg bei Daun pflanzenführende Tuffe bekannt; die Pflanzenabdrücke von diesen drei Localitäten stimmen mit denen der Braunkohle des Siebengebirges überein.

Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringens.

Von **K. Th. Liebe** und **E. Zimmermann** in Gera.

In den letzten zwei resp. drei Jahren hatten die geologischen Aufnahmearbeiten im Revier Ostthüringen vorzugsweise die Aufgabe, das zum Theil noch sehr wenig erforschte Gebiet im äussersten Westen, also die östlichen Ausläufer des Thüringerwaldes, und das Bergland kartographisch zur Anschauung zu bringen, welches nördlich dem Frankenwald vorliegt. Es umfasst das Gebiet der Sectionen Saalfeld, Probstzella und Ziegenrück, sowie kleine Theile der Sectionen Lehesten, Liebengrün und Lobenstein. Von ganz besonderem Interesse waren bei diesen Aufnahmen die eigenthümlichen Verhältnisse in dem Auftreten der jüngeren Eruptivgesteine.

Während in dem übrigen Ostthüringen die älteren Eruptivgesteine vorwalten und ihnen gegenüber die jüngeren sehr zurückstehen, verhält es sich auf diesem, eben näher bezeichneten Theile des Reviers umgekehrt. Man beliebe vorläufig zu vergleichen die Karte zu der »Uebersicht über den Schichtenaufbau von Ostthüringen von K. Th. Liebe« (Abh. z. geol. Specialk. v. P. u. d. Th. St. V, 4): in dem ganzen übrigen Ostthüringen treten neben spärlichen älteren Porphyren in rundliche Gruppen oder lange Reihen geordnet in überaus grosser Anzahl Diabase mit allen ihren verschiedenen Modificationen auf, durch welche sich diese Landschaft

auszeichnet, wo hingegen die Melaphyre, culmischen Diabase und Lamprophyre im Ganzen doch nur mehr vereinzelte Erscheinungen sind. Ganz anders hier im Südwesten Ostthüringens: hier fehlen die oben genannten alten Eruptivgesteine zwar nicht, aber sie spielen doch sowohl, was die Mächtigkeit der Lager und Gänge betrifft, wie auch hinsichtlich der Anzahl, eine recht unbedeutende Rolle, während die Vorkommen der jüngeren eruptiven Gesteine an Häufigkeit und Mannichfaltigkeit Ueberraschendes leisten.

Ein anderer Unterschied besteht darin, dass jene älteren Eruptivmassen im übrigen Ostthüringen in der Regel als Lager auftreten und gar nicht häufig als Gänge, wo hingegen die jüngeren, aus dem Erdinnern stammenden Massen hier fast immer nur in Gestalt von Gängen erscheinen. Ein einziges Vorkommen eines basaltischen Melaphyrs[1]) macht eine Ausnahme, und ein Lamprophyrstock, sowie eine sehr geringe Anzahl von Granitvorkommen, welche überdies richtiger als eingedrungene Stöcke anzusehen sind, denn als eigentliche Lager. Die grosse Mehrzahl der Granite, Quarzporphyre, glimmerführenden Porphyre, quarzfreien Porphyre, violetten Melaphyre und Melaphyr-Mandelsteine und dunklen Melaphyre präsentiren sich ausschliesslich in Gestalt von. Gängen.

Ursache dieser Erscheinung ist eben das verschiedene Alter der betreffenden Gesteine. Die älteren Ergüsse fanden in Ostthüringen von der älteren Silurzeit an bis gegen das Ende der Devonzeit, insbesondere heftig und häufig vor Beginn der älteren Devonzeit, gegen Ende der Mitteldevonzeit und am Ende der Devonzeit überhaupt statt, und legten sich die heraufbeförderten Massen als Decken auf die frischgebildeten Sedimentschichten, um immer wieder von neuen Sedimenten überlagert zu werden und nun concordant mit den oberirdisch gebildeten (mit den katogenen Schichten) zu wechsellagern.

Am Ende der Culmzeit trat die gewaltige Aufsattelung und Zusammenschiebung ein, welche die ursprüngliche Lagerung der

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1884, S. LXXII.

Gesteine Ostthüringens so tief einschneidend störte[1]), und die hierauf folgende, von der Keuperzeit ab, vielorts aber noch früher beginnende, also sehr lange dauernde Abschwemmung und Thalbildung zog den Schleier von dem Schichtenbau und zeigt dem lebenden Geschlecht die eingelagerten Decken. Spätestens am Ende der Carbonzeit, wahrscheinlich aber schon frühzeitig innerhalb der jüngeren Steinkohlenzeit, war der Sattelungsprocess in seinem Hauptverlauf zu Ende, und es waren nun die später hervorbrechenden, pyrogenen Gesteinsmassen genöthigt, sich ihren Weg durch ausserordentlich gewundene und verworfene Schichtensysteme hindurch zu spalten. Strömten die Massen über, so bildeten sie Lager, welche dann, wie schon oben bemerkt, ausserordentlich lange Zeit hindurch der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt waren und daher wieder verschwinden mussten. Uebrigens aber scheint es durchaus nicht, als ob alle diese Gänge auch wirklich Decken gebildet hätten: einmal nämlich lässt sich bei verschiedenen deutlich beobachten, dass sie sich noch jetzt nach oben auskeilen und die hangenden Schichten der betreffenden Formation, vorzugsweise des Culm, nicht mehr durchsetzen, und andererseits sind sehr viele von dieser Gruppe so wenig mächtig und von augenscheinlich so geringer horizontaler Erstreckung, dass es Einem schwer wird, in ihnen die noch übrigen Wurzeln einer ehemaligen grösseren Lagerdecke zu sehen.

Wie schon erwähnt, setzen die Gangspalten der jüngeren Eruptionen in der Regel mehr oder weniger quer durch die Lager der Sedimentgesteine auf, — quer zu den Ebenen des Streichens und Fallens und ebenso quer zu den Schieferungsebenen. Sehr selten nur, und dann nur auf kurze Strecken, halten sie das Streichen der Schichten ein, indem dann auf kurze Entfernung die Spaltenbildung die Schichtfläche benutzte. In der Regel ist der Verlauf der Streichlinie der Gänge ein vollkommen gerader, selten ein etwas gekrümmter. So sehr aber im Allgemeinen die Regelmässigkeit, mit der die einzelnen Gänge das Gebirge horizontal und vertical durchsetzen, dafür spricht, dass nach dem Ende

[1]) Näheres darüber in dem oben angeführten »Schichtenaufbau etc.«, S. 38.

der grossen, carbonzeitlichen Aufsattelung Ostthüringen von keinen sehr tief eingreifenden und umfassenden Schichtenstörungen mehr betroffen wurde, so fehlt es doch keineswegs an jüngeren Eruptionsspalten, welche gestört worden sind, — wenn dieselben auch nur Ausnahmen bilden. Diese Störungen bestehen in Verwerfungen, welche im Gefolge späterer Spaltenbildung stattfanden. Oefter ist dabei die Verschiebung der getrennten Theile gegen einander eine mehr oder weniger horizontale.

Was nun die Richtung des Streichens im Allgemeinen betrifft, so tritt ein bestimmtes Gesetz mit der gewünschten Schärfe nicht hervor, wenn man die Richtung aller einzelnen jüngeren Eruptivspalten vergleicht. Ordnet man die Gänge nach dem Streichen, und zwar indem man die Kompassstunden zu Grunde legt und dabei die Bruchtheile zu den Stundeneinheiten schlägt, so erhält man folgende Tabelle:

Es	streichen	je	4	pCt.	die	Gänge	hora	6, 10 und 12
»	»		6	»	»	»	»	4
»	»		8	»	»	»	»	7
»	»	je	9	»	»	»	»	1, 2, 3 und 11
»	»	je	10	»	»	»	»	5 und 8
»	»		18	»	»	»	»	9

oder nach den Kompassstunden geordnet:

Es streichen hora	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Procent Gänge	4	9	9	9	6	10	4	8	10	18	4	9	4.

Daraus geht hervor, dass verhältnissmässig seltener die Streichrichtung Ost bis 7,5⁰ S. oder N. und Nord bis 7,5⁰ O. oder W. und Nordwest 10 bis 20⁰ N. auftritt, dass dagegen die Richtung Nordwest verhältnissmässig am gewöhnlichsten vertreten ist. Diese Richtung ist die der Frankenwaldaxe und entspricht der des Erzgang- und Verwerfersystems »Haus Sachsen« am nordöstlichen Rande des Thüringerwaldes bei Saalfeld. Gegen diese Richtung tritt zurück die mit der erzgebirgischen Axe parallele nordöstliche; doch gehören ihr immer noch 24 pCt. an, wenn man annimmt, dass das erzgebirgische System sich hier etwas abschwächt und verwischt und dass zu ihm alle Eruptivgangspalten von Stunde 2 bis 4 zu zählen sind —, sonst freilich nur 9 pCt. —

Im Allgemeinen herrscht demnach doch immer ziemliche Regellosigkeit in diesem Gebiete. Im Besonderen freilich gestaltet sich dies Verhältniss doch noch etwas anders, insofern einzelne Gesteinsarten Gänge bilden, die eine besondere bestimmte Richtung zu bevorzugen scheinen, wie dies z. B. die culmischen Diabase mit der Richtung Nordwest thun.

Auf die Besonderheiten der einzelnen Gesteine näher einzugehen, ist hier nicht der Ort, da wir hier das für eine Uebersicht über die wissenschaftlichen Resultate der letztjährigen Aufnahmearbeiten gestattete Maass überschreiten würden und da andererseits die lithologischen Untersuchungen noch nicht zu Ende geführt sind. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden zum Theil noch in Jahresfrist zur Publikation gelangen. Ueber einige dieser Ergebnisse wollen wir hier aber doch vorläufig berichten.

Zuerst hat sich im Laufe der Untersuchungen als sicher feststellen lassen, dass die Granitergüsse, wenn nicht sämmtlich, so doch in überwiegender Mehrzahl während der Culmzeit (und später) stattgefunden haben. Die wenigen Lager resp. Stöcke und zahlreichen Gänge stehen im Culm, und zwar meist im unteren Culm. Nur eine Anzahl kleiner Stöcke und einige Gänge auf Section Probstzella (und Lehesten) stehen im Unterdevon, Mitteldevon und Untersilur; ob dies aber nicht vielmehr später in die Formation eingedrungene Stöcke sind, das wird ebenso wie bei den beiden schon ausserhalb des Gebietes, jedoch noch in der Nachbarschaft liegenden kleinen Granitmassen von Wilhelmsgrün, erst noch ganz speciell eingehendes, vielleicht durch Schürfungen unterstütztes Studium möglicherweise an den Tag bringen. — In der Structur und Zusammensetzung der Granite machen sich recht grosse Verschiedenheiten geltend, und zwar nicht blos bei den verschiedenen Vorkommen, sondern auch innerhalb eines und desselben Lagers oder Ganges: das Korn ist bald — auch bei verhältnissmässig kleinen Stöcken — sehr grob, bald fein; die Glimmer sind meist Magnesiaglimmer, öfter auch Kaliglimmer, und sind bald reichlicher, bald nur spärlich eingestreut; die Feldspathe und mehr accessorischen Bestandtheile zeigen analoge Erscheinungen.

Ausser den schon von MÜLLER beschriebenen beiden Graniten des Henneberges[1]) heben sich aus der Gesammtmasse noch hervor und lassen sich leichter unterscheiden ein porphyrischer Granit mit felsitisch aussehender, feinkörniger Grundmasse und Hornblendekrystallen, GÜMBEL's Paläophyr, welcher leicht möglich noch zu den älteren Eruptivgesteinen zu zählen ist, — ferner ein ebenfalls porphyrischer Granit von ausgezeichneter »Mörtelstructur«, mit feinkörniger Grundmasse, worin sehr grosse Orthoklase und Quarze ausgeschieden sind, porphyrischer Mikrogranit oder Aplit nach RICHTER[2]), welche sicher zu den allerjüngsten Graniten zu zählen ist.

Lamprophyrgänge treten in diesem Gebiet überaus häufig zu Tage und bilden auch hier, wie überall in Ostthüringen, wenig mächtige Gänge von meist horizontal kurzer Erstreckung. Nur an einer Stelle erweitert sich ein Gang ächten Lamprophyrs zum mächtigen Stock. Ist schon bei den gewöhnlichen normalen, $^1/_4$ bis höchstens $1^1/_4$ Meter mächtigen Lamprophyren mit grosser Regelmässigkeit eine Differenz wahrzunehmen zwischen dem Gestein im Innern und demjenigen im Salband des Ganges, indem letzteres parallel dem Band schiefrig gedrückt und mit zahlreicheren und grösseren Magnesiaglimmerkrystallen und Olivinen ausgestattet ist, wogegen der Orthoklas etwas zurücktritt, so ist hier bei dem mächtigen Stock die Verschiedenheit beträchtlich grösser; makroskopisch erscheinen die Gesteinspartien am schmalen Salband allerdings vollständig als typischer Lamprophyr, die Gesteinsprobe aus dem Innern des Massivs hingegen mehr wie ein etwas fein- und gleichkörniger, glimmer-führender Syenit; man möchte sagen, sie habe ein granitisches Aeussere angenommen. Unter dem Mikroskop freilich erkennt man sofort die Lamprophyrnatur des Gesteins und constatirt nur, dass die Augite beträchtlich grösser und oft sogar zahlreich sind, dass die Quarzkörnchen fast gänzlich fehlen und dass die Magneteisenkörner spärlicher, aber grösser

[1]) »Die Contactersch. an dem Granit des Henneberg bei Weitisberga« von F. E. MÜLLER und »Schichtenaufbau etc« S. 73.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1869, S. 397—398.

sind wie gewöhnlich. Im Uebrigen zeigen die vielen Lamprophyrgänge bezüglich der Zusammensetzung und sonstigen Eigenschaften ihres Materials sehr grosse Uebereinstimmung.

Man könnte allerdings geperlte oder variolitische und nicht geperlte (oder nicht variolitische) Lamprophyre unterscheiden, da hier bisweilen jene durch eingestreute mikroskopisch-feinkrystallinische Kügelchen gekennzeichnete Structur, nach welcher Gümbel den Perldiabas benannt hat, in ausgezeichneter Weise vorkommt. Oft sind die Lamprophyrperlen von denen der Diabase bezüglich der Structur nicht zu unterscheiden; bei manchen Lamprophyren unterscheiden sich jedoch die Perlen sowohl von jenen wie von den Variolen der ächten Variolite durch Umgränzung der Kügelchen mit tangential — nicht radial — gestellten Glimmern und Feldspathen. Bei alledem aber hat diese besondere Entwickelung des Gesteines nur den Werth einer localen Varietät, denn es zeigt ein Gang an dem einen Ende jene Perlstructur und am anderen nicht. — Auch kann man an Magnesiaglimmer reichere und ärmere Lamprophyre unterscheiden, zumal da mit dem grösseren Glimmergehalte bisweilen — aber durchaus nicht immer — auch ein nennenswerther Gehalt von Olivin zusammengeht, und kann eine basischere Varietät einer weniger basischen gegenüberstellen. Allein auch hier müsste man das Zusammenvorkommen in einem Gang und die relativ grosse Menge der Uebergangg esteine im Auge behalten.

Die Glimmerporphyrite, deren Gestein sich abgesehen von seinem Glimmergehalte durch die sehr spärliche Einmengung stets sehr kleiner Quarze kennzeichnet, bilden in ihrem Auftreten eine lang gestreckte, fast rechtwinklig gebogene Gruppe von Gängen und kleineren Stöcken im untern Culm.

Die Quarzporphyre treten in zwei Gruppen kleiner Gänge und einem 80 Meter mächtigen, $1^3/_4$ Kilometer langen Hauptgang auf. Sie unterscheiden sich von denen des Thüringer Waldes durch die sehr lichte, bei angehender Verwitterung fast weisse Farbe der Grundmasse, in der, je nach den verschiedenen Gängen wechselnd, bald Quarz, bald Orthoklas, bald Kaliglimmer als sehr vorherrschender porphyrischer Einsprengling, aber stets nur in kleinen

Krystallen auftritt. Das Gestein erinnert vielfach an den am äussersten Ende und am Salband des Bodeganges auftretenden Porphyr.

Der Melaphyr erscheint in zwei gut zu trennenden Modificationen. Einmal stellt er einen violetten oder auch grünen Mandelstein dar, welcher ganz mit dem auf der Section Ronneburg übereinstimmt (vergl. Erläuter. zu Blatt Ronneburg S. 28 und auch Uebers. über den Schichtenaufbau etc. S. 80). Auffälliger Weise fällt dieser Melaphyrgang gerade in die 35 Kilometer lange gerade Linie (vergl. d. Uebersichtskarte zu d. Uebers. über d. Schichtenaufbau etc.), auf welcher zwischen Saalfeld und Hirschberg a. d. Saale eine Reihe culmischer Diabase emporgedrungen ist. — Die zweite Modification ist die des schwarzen Melaphyrs, dessen Gestein fast schwarz von Farbe äusserlich sehr einem Basalt gleicht [1]) und in den früheren Stadien der Verwitterung öfter einen bläulich-röthlichen Farbenton annimmt, sich aber auch dann durch beträchtlichere Härte und durch ein dichteres feineres Korn von jenem violetten Melaphyr unterscheidet.

Die metamorphosirende Einwirkung der jüngeren Eruptivgesteine auf ihre Umgebung ist eine in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle recht unbedeutende, fehlt aber doch nicht überall. Jedoch ist auch in letzteren Fällen die Metamorphose keineswegs constant und gleichmässig. Die umfassenderen Untersuchungen über diese überaus schwierige Materie sind noch nicht beendet, und behalten wir uns näheres darüber für spätere Veröffentlichungen vor. Im Allgemeinen lässt sich aber schon jetzt sagen, dass selbst bei dem nämlichen Gesteine und bei sonst scheinbar ganz gleichen Verhältnissen der eine Gang eine Metamorphose hervorgebracht hat, der andere nicht. So hat z. B. der obengenannte grosse Quarzporphyrgang den Culmschiefer an seiner Seite sogut wie nicht beeinflusst, während neben einem viel kleineren Gang desselben Gesteins ein breiter Contacthof erzeugt ist. (Dabei ist Culmschiefer zu Fleckschiefer geworden, oberdevonischer Kalk in ein Granatgestein verwandelt und Schwefelkies in grosser Masse

[1]) Ueber eine Decke solchen Melaphyrs ist berichtet im Jahrbuch von 1885, S. 72.

ausgeschieden.) Jedoch möchte man hier an die Anwesenheit eines unterirdischen, gegenwärtig nirgends zu Tage tretenden Granitlagers denken, zumal da eine Fortsetzung desselben Ganges weiterhin im Culm nicht umwandelnd wirkt. Aber diese Erscheinung tritt Einem auch sonst zum öfteren entgegen.

Dass die kleinen Granitgänge selten umwandelnd gewirkt haben, fällt nicht weiter auf; bemerkenswerth aber scheint, dass bei einem kleinen Granitstock die Producte der Contactmetamorphose im unterdevonischen Schiefer und Kalkknotenschiefer weit mehr den Charakter von Diabascontactproducten tragen.

Auch der grosse Lamprophyrstock hat den umgebenden und auflagernden Culmschiefer stark umgewandelt in eine ziemlich grobkrystallinische, kaum noch Schichtung verrathende Masse von erst noch näher zu bestimmender mineralogischer Zusammensetzung. Sonst haben die Lamprophyrgänge so wenig Einfluss ausgeübt (abgesehen von einer kaum ein paar Centimeter weit reichenden kurzen Zerklüftung und geringen Modification der Spaltbarkeit des Gesteins), dass nicht einmal bei mikroskopischen Verästelungen des eruptiven Gesteines in den Schiefer hinein eine wesentliche Beeinflussung des letzteren beobachtet werden kann.

Lässt man die oben bei dem Quarzporphyr als möglich aufgestellte Erklärung gelten, dass selbst benachbarte Gänge desselben Gesteines metamorphosirend und nicht metamorphosirend in demselben Nachbargestein auftreten können, so könnte man die eben dem grossen Lamprophyrstock zugeschriebene Umwandlung auch den, wenn auch viel kleineren, ihn durchsetzenden oder begleitenden Gängen des Porphyrgranits mit Mörtelstructur zuschreiben und nicht dem Lamprophyr; das ganz nahe liegende kleine Stöckchen des letzteren Gesteins ohne Contacthof spricht aber dagegen. — Die Melaphyre zeigen keinen Contactring.

Die letztjährigen Untersuchungen und Aufnahmen haben auch über den Einschluss fremder Gesteine in Eruptivgängen und die durch sie hervorgerufene endogene Metamorphose interessante Resultate zu Tage gefördert, über die folgendes vorläufig zu sagen ist: Die violetten, quarzfreien Porphyre aus dem Bruch im kl. Sormitzthal (schon von Richter in Z. d. d. g. G. 1868,

S. 398 als Hornblendeporphyrit beschrieben) haben viel Material aus den oberdevonischen Kalkknotenschiefern und Knotenkalken abgerissen, eingewickelt und mit emporgenommen; dieses zeigt alle möglichen Uebergänge von der noch recht wenig veränderten Masse, durch Imprägnation mit zahlreichen Mikrolithen und mit gut entwickelten secundären Mineralien hindurch bis zur vollständigen Verflössung mit der Grundmasse. An solchen Stellen sind alle Klüftchen und Spältchen des Porphyrs mit Calcit erfüllt. — Noch merkwürdiger sind die Graniteinschlüsse, wie sie im Lamprophyr und Melaphyr vorkommen, und zwar meistens von porphyritischem Mikrogranit. Von letzterem müssen also in der Tiefe an den verschiedensten Punkten des Gebietes Stöcke und Gänge stehen, von denen die Lamprophyre und Melaphyre bei ihren Eruptionen Material losreissen konnten. In den Lamprophyren eingebettet liegt Granitmaterial theils in Knollen und bis kopfgrossen Blöcken, theils in kleineren Brocken, theils zersprengt in seine Einzelbestandtheile in Gestalt von Orthoklasen, Plagioklasen und Quarzkörnern.

Einen eigenthümlichen Eindruck macht dabei der Umstand, dass die grossen Granitstücke fast ohne Ausnahme abgerundet sind. Die Abrundung selbst aber erinnert durchaus nicht, wie man vielleicht vermuthen könnte, an eine Abschmelzung, sondern an eine Abrundung, wie sie die Rollstücke im Flussbett erfahren. Von einer Schmelzkruste ist Nichts zu sehen, wenn auch die Einschliesslinge im Schliff die Einwirkung der Einbettung in die Lamprophyrmasse erkennen lassen. Aber auch diese Einwirkung scheint im Ganzen weniger durch eine augenblickliche Hitzwirkung, wie durch spätere Einwirkung wässeriger Lösung erfolgt zu sein, da zu den besonderen, durch die Einbettung bewirkten oder wenigstens modificirten Mineralbildungen auch Granat, secundäre Glimmer- und Chloritmineralien gehören. Höchst bemerkenswerth ist dabei die Verschiedenartigkeit der Graniteinschlüsse, welche dicht neben einander grob-, mittel- und feinkörnig, hell- und dunkelfarbig, quarzreich und quarzarm sind. Freilich darf aber dabei nicht ausser Acht gelassen werden, dass, wie schon oben bemerkt wurde, in unserem Gebiet auch kleine Granitstöcke in

ihrem Material sehr rasche auffällige Wechsel zeigen. — Ganz besonders regelmässig finden sich in den schwarzen Melaphyrgängen emporgerissene Graniteinsprenglinge, und zwar meist in der Art vertheilt, dass im horizontalen Ausstreichen die einen Partien des Melaphyrs frei sind von Granitmaterial, während die anderen es in reichlichstem Maasse enthalten. Auch hier sind die Graniteinschlüsse in ihrer Grösse so verschieden wie in den Lamprophyren, nur dass die Zersprengung des Granits in seine Einzelmaterialien eine weit grössere Rolle spielt wie dort. Man kann stellenweise Handstücke schlagen, welche durch eingeschlossene Granitbrocken und dem Granit entstammenden Orthoklase und Quarze wie porphyrisch erscheinen [1]), während am anderen Ende des Ganges das Gestein vollkommen einschlussfrei ist und in seinem äusseren Habitus ganz und gar an die feinkörnigsten, aphanitischen Basalte erinnert. Die vollkommene Zersprengung der eingeschlossenen Granitbruchstücke in ihre Einzelmineralien ward wahrscheinlich durch die in Dämpfe verwandelten Gesteinswasser ermöglicht, welche die zarten Klüftchen zwischen den Mineralien vorher ausgefüllt hatten. Während in der Lamprophyrmasse auch die in dichteren Schwärmen eingeschlossenen Granitbrocken auf das umschliessende Gestein keinen besonders merklichen Einfluss ausübten, verhält sich das beim Melaphyr anders: dessen Masse hat sich durch die Aufnahme des Granitmaterials geändert, und zwar nicht gerade in seiner Grundmasse, sondern vielmehr insofern als sich in der Grundmasse besondere Mineralien in grösserer Menge und von beträchtlicherer Grösse ausgeschieden haben, so dass das Gestein einen gröber körnigen und porphyrischen Habitus erhält; namentlich sind Hornblenden, Augite, Enstatite so ausgeschieden. Auch erhält das Gestein dann Blasenräume, die sich vom Rand her mit Augitnadeln und mit

[1]) Dann wird man ganz und gar an den oft beschriebenen Tannenbergsthaler Diabasporphyrit mit »zerspratztem« Granitmaterial erinnert, welches letztere übrigens unserem eingeschlossenen Granit auch recht ähnlich ist. Man vergl. auch: Erl. z. geol. Spec.-Karte des Königr. Sachsen. Sect. Falkenstein, bearbeitet v. M. Schröder, S. 21 ff. Das Ganggestein, welches hier die Granitbröckchen aufgenommen hat, ist natürlich ein anderes wie der ostthüringische Melaphyr, der nur dem Granit gegenüber dieselbe Rolle spielt.

Quarz ausfüllen, welch' letzterer vielleicht ursprünglich Chalcedonnatur gehabt haben mag [1]). Wahrscheinlich hat der in der flüssigen Melaphyrmasse sich auflösende Kali- und Magnesiaglimmer der Graniteinsprenglinge chemisch diese Umänderung des Melaphyrgesteines ermöglicht, denn auch hier sieht man in den Feldspathen und in dem Quarz gar nicht so starke Einwirkungen des feurigflüssigen Magmas, wogegen die granitischen Glimmerblätter unter dem feineren Granitmaterial nicht mehr zu entdecken sind. [2])

Was endlich nun das relative Alter aller dieser jüngeren Eruptivgesteine betrifft, so ist zunächst zu constatiren, dass sie sämmtlich — wie wir oben schon auseinander gesetzt haben, die Granite und porphyrischen Granite mit eingeschlossen — jünger sind als das ältere Kohlengebirge. Nach Abschluss der Culmperiode fand der grosse Process der erzgebirgischen und frankenwäldischen Sattelung und Zusammenschiebung statt; die Gänge aller dieser Gesteine setzen aber durch die Sattelfalten quer auf, und waren letztere mithin schon vor der Gangbildung vorhanden. Nur von den Graniten mögen einige schon während der Culmzeit zum Ausbruch gelangt sein, wie z. B. der Granit vom Henneberg [3]). — Jünger als die Granite müssen die Lamprophyre sein, da letztere vielfach Bruchstücke jener einschliessen und noch vielmehr müssen es aus demselben Grunde die Melaphyre sein. — Die violetten Melaphyre sind petrographisch weder makroskopisch noch mikroskopisch, weder an den constituirenden noch an den in Mandeln ausgeschiedenen Mineralien von den violetten Melaphyren im Nordosten Ostthüringens [4]) zu unterscheiden, deren Eruptionszeit, wie in den angezogenen Stellen mit Sicherheit nachgewiesen ist, in die Periode des Rothliegenden fällt. Es liegt daher Grund vor, auch dem violetten Melaphyr dieses engeren Gebietes jenes Alter zuzusprechen. — Die hellen quarzfüh-

[1]) Richter kannte und erwähnte ein solches Vorkommen als Hornblendeporphyrit in »Thür. Schiefergebirge«. Z. d. d. g. G. 1868 S. 396 u. 397. Seite 396 Zeile 17 v. o. muss es übrigens heissen »bei Knobelsdorf, am Schurrenstein bei Hirzbach.«

[2]) Vergleiche auch schon »Uebersicht etc.« S. 77.

[3]) Vergl. das Ausführlichere in »Uebersicht etc.« S. 70 u. 130.

[4]) Vergl. »Uebersicht etc.« S. 80 und Erl. z. Section Ronneburg S. 28.

renden Porphyre sind jünger wie die violetten quarzfreien, denn ein Gang von jenen zerschlägt einen Gang von letzteren so, dass der eine Theil im Liegenden und der andere im Hangenden des Ganges von quarzführendem Porphyr aufsetzt und beide Theile geschleift sind.

Die lichtrothen quarzfreien Porphyre bei Saalfeld sind unter- und oberdevonischen Alters, da ihre Lager diesen Formationen concordant eingeschaltet sind, sie auch an einer Stelle im Unterdevon ein Trümmergestein gebildet haben. Die grosse Verwerfungsspalte von Probstzella, welche sich von der Nachbarschaft von Gräfenthal aus zuerst zwischen h. 6 und 7 schwankend und zuletzt nach h. $8^1/_2$ umbiegend über 11 Kilometer weit erstreckt und den Culm (nur an zwei kurzen Stellen ist auch das Oberdevon schon sichtbar) niedergezogen hat, in gleiches Niveau der Reihe nach mit Cambrium, Unter-, Mittel- und Obersilur, Unter- und Mitteldevon, hat sich erst längere Zeit nach der grossen am Ende der Culmperiode eingetretenen Sattelung gebildet. Abgesehen davon, dass ihre Richtung durchaus nicht mit der jener Sattelaxen übereinstimmt, schneiden auch die Sättel und Mulden an ihr deutlich quer ab. Auch die in der Nachbarschaft des grossen Verwerfers aufsetzenden Lamprophyrgänge machen durchaus nicht den Eindruck, als hänge ihr Spaltensystem mit jenem irgendwie zusammen, sondern sie stehen unter allen möglichen Winkeln zu ihm, — ein Beweis, dass sie älteren Daseins sind. Dagegen ist nun der helle quarzführende Porphyr wohl gleichen Alters mit dieser Vorwerfungsspalte von Probstzella, in dem er im östlichen Ende derselben auf $1^3/_4$ Kilometer hin aufsetzt: entweder hat der Porphyr die verwerfende Kluft benutzt, oder umgekehrt der Verwerfer hat den Porphyrgang benutzt und sich an ihn angelehnt. In beiden Fällen aber ist nicht wohl anzunehmen, dass beide Processe, die Porphyreruption und die verwerfende Spaltung, zeitlich weit aus einander liegen, — vielmehr scheint es am natürlichsten anzunehmen, dass beide Ereignisse zeitlich ungefähr zusammen fallen.

Geologische und petrographische Beiträge
zur
Kenntniss des Harzes.

Von Herrn **K. A. Lossen** in Berlin.

III. Ueber die Kersantit-Gänge des Mittelharzes.

Am Schlusse meiner Mittheilung über den Kersantit von Michaelstein (Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. f. 1880, diese Beiträge zur Kenntniss des Harzes S. 43) habe ich in wenigen Worten weitere Vorkommen desselben Eruptivgesteins aus dem Lupbodethale bei Treseburg und aus der Umgebung von Altenbrak namhaft gemacht. Mir waren damals nur ein Chausseesteinbruch an der nach Allrode führenden Fahrstrasse gleich oberhalb Treseburg, sowie Felsklippen und Fundstücke auf dem Pfaffenkopfe, einer Höhe auf dem Westufer der Lupbode über jenem Bruche, als feste Aufschlusspunkte bekannt. Diese Vorkommen sind dann auch in der Geologischen Uebersichtskarte (1 : 100 000) ausser denjenigen von Michaelstein dargestellt und gleich diesen letzteren als lagerartige dem Oberen Wieder Schiefer eingeschaltete Eruptivmassen aufgefasst worden unter Zurechnung zu den prae- oder antegranitischen Plutoniten (Diabasen, alten Syenitporphyren, Ortho- oder Keratophyren). Das vor Jahren gelegentlich als Beschotterungshaufwerk der durch das Gr. Mühlenthal bei Altenbrak führenden Forststrasse vorgefundene Gesteinsmaterial konnte dagegen auf einen sicheren Ursprungsort nicht zurückgeführt werden, so dass seine Eintragung in die geologische Uebersichtskarte unterbleiben musste. — Im Sommer des Jahres 1881 wies ich dann in Begleitung v. Groddeck's unter Anwendung meiner Erfahrungen aus dem Unterharze einen Theil jenes nach

seiner südnördlichen Streichrichtung sofort als postgranitisch angesprochenen Eruptivganges nach (vergl. Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. f. 1881 S. 29), dessen weitere Verfolgung und chemisch-mikroskopische Untersuchung eingehend behandelt ist in v. Groddeck's Abhandlung: Der Kersantitgang des Oberharzes (Jahrb. etc. f. 1882 S. 68 ff., Taf. III). Darnach konnte ich mit voller Sicherheit diesen Oberharzer Gang in Parallele stellen zu der Lamprophyr-Formation v. Gümbel's im fichtelgebirgisch-thüringischen Reviere und auf das postculmische Alter aller solcher Gang-Kersantite und verwandter Ganggesteine hinweisen, welche unsere zur Obercarbonzeit gefalteten paläozoischen Kerngebirge in oft sichtlich zur Streichrichtung der Falten wohl orientirten Spalten durchschneiden (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882 S. 658, 1883 S. 216; Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. f. 1884 S. 60). Neuere Beobachtungen in Schlesien durch Dathe und Schütze haben seitdem auch für die dortige Gegend (Landeshuter, Wüstewaltersdorfer und Altfriedersdorfer Culm) Lamprophyr- oder speciell Kersantit-Durchbrüche im Untercarbon nachgewiesen [1]).

[1]) E. Dathe, Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf in Schlesien, in diesem Jahrb. f. 1884 S. 562 ff. Der Autor hat in diesem Aufsatze der Ergebnisse meiner Untersuchungen über den Kersantit von Michaelstein aus dem Jahre 1880 gedacht, nicht aber meiner 1881, 1882, 1883 und 1884 (a. a. O.) gemachten Mittheilungen über das Alter der Kersantit-Gangformation in Deutschland. Diese meine Mittheilungen bezeichnen (vergl. insbes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883 S. 216 Anm. 1 und dies. Jahrb. f. 1884 S. 60 Anm. 2) die Lamprophyre v. Gümbel's, Kersantite, Minetten neben Granitporphyren, Syenitporphyren, Hysterobasen (d. h. einer mesoplutonischen Diabasfacies des Melaphyrs) u. dergl. so bestimmt als Glieder einer »postgranitischen«, »der mesoplutonischen Zeit angehörigen Gangformation«, »jünger, als der carbonische (postculmische) Granit« und »nächstverwandt« mit »der Quarzporphyr-Melaphyr-Reihe«, dass ihrem klaren Wortlaute gegenüber E. Dathe nicht sagen kann (a. a. O. S. 564), »der Kersantit lässt sich mit Fug und Recht als zum Culm gehörig, als für ihn charakteristisch auffassen«, kann »für ihn als eigenthümlich gelten«, ist ihm »gleichalterig«, ohne dass er dieses abweichende Urtheil gegen meine Gründe abwägt. Zwar lautet es ebenso bestimmt, wenn mein Herr Gegner erläuternd hinzufügt: »Die Eruptionsepoche für den Kersantit ist eine verhältnissmässig kurze, denn augenscheinlich ist er überall jünger, als der Untere Culm, den er durchbricht, und älter als das Obercarbon«, denn, wenn dem wirklich so wäre, so müsste eben die Eruptionsepoche in die Zeit des oberen Culms fallen. Dieser Ansicht scheint sich denn auch Herr Dathe zuzuneigen, obwohl er dies nicht direct ausspricht und wenige Zeilen darauf den

Die lagerartig, d. h. »allem Anschein nach lagerartig«[1]) ihrer Streichrichtung gemäss im Unterdevon des Unterharzes, sowie des

Kersantit als »wie gesagt, meist von postculmischem Alter« angiebt. Nun hatte ich aber gegenüber den auf v. Gümbel und Dathe fussenden Altersangaben Poehlmann's bereits aus v. Gümbel's eigenem Text und Kartenwerke vom Fichtelgebirge und Frankenwald nachgewiesen, dass die Lamprophyre (grösstentheils echte Kersantite) nicht nur den Unteren, sondern auch den Oberen Culm v. Gümbel's und Dathe's (nicht Stur's) gangförmig durchbrechen (ds. Jahrb. f. 1884 S. 60 Anm. 2); noch auch ist der Kersantit älter als das Obercarbon. Es ist vielmehr nach meiner hierin völlig mit den Ergebnissen Liebe's, Herm. Credner's und v. Gümbel's übereinstimmenden Auffassung der Hauptschlussakt des Faltungsprocesses der alten Gebirgskerne des Harzes, Thüringer- und Frankenwaldes, des Fichtel- und Erzgebirges etc. nach Ablagerung des Ober-Culms, der concordant mit dem Unter-Culm gelagert und gefaltet ist, erfolgt. Demzufolge zeigt die Reihe der Formationsglieder in diesen Gegenden eine sichtliche Lücke von bald geringerem, meistens aber grösserem Betrag: es fehlen zwischen den obersten Schichten der echten Culmformation (Ober-Culm v. Gümbel's, Dathe's) als dem jüngsten gefalteten Kerngebirgsgliede und dem untersten Gliede der discordant den Kernen auf- und angelagerten Flötzgebirgsformationen aus der productiven Steinkohlenformation mindestens die Waldenburger Schichten (Sachsen z. Th., vergl. E. Weiss' Referate über die Abhandlungen von Sterzel und Rothpletz im Neuen Jahrb. f. Min. 1881—1885), viel häufiger (Harz, Thüringerwald, Frankenwald) die Waldenburger und Saarbrückener Schichten oder gar die ganze productive Steinkohlenformation. Sonach fällt jener Hauptschlussakt des Faltungsprocesses der alten Kerne in die Obercarbonzeit. Diejenigen stockförmigen Eruptivgesteine, welche im Zusammenhange mit dem Faltungsprocesse derart aufgepresst worden sind, dass sie umgestaltend in denselben eingriffen oder doch mit ihrem Hauptdurchmesser parallel zu einem der beiden sich kreuzenden Hauptsattelsysteme zu stehen kamen, wie die Granitmassen des Harzes, Fichtelgebirges, der Hennberg bei Wurzbach u. s. w., stehen ihrem Alter nach am Ende des Hauptschlussaktes der Faltung, sind also ebenfalls frühestens obercarbonisch. Die Lamprophyrformation v. Gümbel's dagegen, zu welcher ausser den Kersantiten ja auch die sehr nahe verwandten und z. Th. damit verwechselten Minetten gehören, die nach Cohen noch in das ältere Rothliegende gangförmig eindringen (vergl. Die z. Dyas gehörg. Gesteine d. südl. Odenwaldes S. 50 u. 131), ist noch jünger als diese obercarbonischen Granite, welche nach den übereinstimmenden Beobachtungen von Liebe, Zimmermann, Schalch, Schröder von Kersantitgängen durchsetzt werden. Wäre dies letztere aber auch nicht nachgewiesen, so müsste allein schon der Umstand, dass die Kersantitgänge meilenweit quer durch die zur Obercarbonzeit gefalteten Gebirgskerne vom Cambrium (ja vom Gneiss) bis in die obersten Culmschichten streichen, zuverlässig ergeben, dass ihre Eruption allerfrühestens spätcarbonisch erfolgt ist. Ein culmischer Kersantit wäre hier ein antegranitischer Paläoplutonit, der Gang-Kersantit Deutschlands gehört dagegen zu den postgranitischen Mesoplutoniten.

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882 S. 658.

Rheinischen Schiefergebirges (Langenschwalbach, Heimbach etc.) auftretenden Kersantite habe ich seitdem (a. a. O. 1883) als Paläo-Kersantite bezeichnet. Auch Herr Max Koch, welcher die Untersuchungen bei Michaelstein zum Abschlusse brachte, war durch die Aufschlüsse, welche die dortige Gegend des Unterharzes in nicht eben reichlicher und besonders vortheilhafter Weise darbietet, nur dazu geführt worden, die Lagerungsverhältnisse jener Vorkommen denjenigen der körnigen Diabase im Liegenden des Haupt-Quarzits gleich zu erachten. Ohnedies schien ja die Anhäufung seltener Mineralien, Granat, Cyanit, Sillimanit, Rutil etc., unter allen anderen Kersantiten diese Paläo-Kersantite von Michaelstein auszuzeichnen, was umsomehr dazu aufforderte, dieselben von den mesoplutonischen Gang-Kersantiten aus der Eruptionsformation des Spät-Carbons oder des Rothliegenden getrennt zu halten.

Die von Altenbrak aus im Sommer 1885 an der Bode ausgeführten Untersuchungen der Eingangs erwähnten, nur ungenügend oder in Bruchstücken noch unbekannter Herkunft nachgewiesenen Vorkommen hatten daher ganz besonders die Lösung der Frage zum Ziel, ob man im Harze in der That, wie vorläufig angenommen werden musste, zwei Kersantit-Formationen, eine ante- und eine postgranitische, oder aber nur eine postgranitische anzuerkennen habe, falls sich die lagerartigen Vorkommen als echte, dem Streichen der Schichten nach vorwiegend orientirte Gänge ausweisen sollten. Die Entscheidung dieser Frage ist in letzterem Sinne ausgefallen.

Es wurden zwei selbständige Spaltenzüge beobachtet, die man füglich ihrer Lage nach den Altenbraker und den Treseburger Gangzug heissen mag. Der erstere, ganz neu entdeckte, hat sein westliches Ende im Forstorte Lehmwege (Südhälfte); bessere Aufschlüsse gewähren indessen erst das Grosse und das Kleine Mühlenthal. Die in dem ersteren Thale vor Jahren aufgefundenen, zur Wegebeschotterung verwendeten Kersantit-Bruchstücke entstammen zuverlässig derselben Stelle, welche auch den ebenfalls zur Beschotterung der Forstfahrstrasse benutzten Kalkstein geliefert hatte, einem jetzt verschütteten, aber noch wohl erkennbaren Steinbruche im westlichen Thalufer am Wildgatter,

ungefähr 100 Schritte unterhalb der Stelle, an der letzteres aufs jenseitige Ufer übersetzt. Hier beobachtet man in unmittelbarem Anschlusse an den Kalkstein auf dessen Nordseite das schmale verbrochene Ausgehende des in die Gewinnung miteinbezogen gewesenen Ganges, während im östlichen Thalufer besonders der Klippen- und Blockhaldenzug auf der Nordostseite der Schlackenschlucht in der Südwestecke des Forstortes Unterer Klotstieg die Verfolgung des Eruptivganges gestattet. Quer über den breiten Bergrücken, der die beiden Mühlenthäler von einander scheidet, verläuft die hier wie überhaupt örtlich unterbrochene Ganglinie einige hundert Schritte nördlich der Forstlinie, welche den Oberen vom Unteren Klotstieg trennt. Das Bachbett des Kleinen Mühlenthales und der sehr felsige Ostthalhang bieten weitere Aufschlüsse dar; weiterhin entblössen ein Schurf am Wege zwischen der Unteren und der Oberen Celle, der Wasserriss zwischen dem letzteren Forstorte und dem Oberen Hannover und der Chausseesteinbruch an der Fahrstrasse von Altenbrak nach Hasselfelde den Gang, der noch weiter östlich nahe der Hohen Sonne im Allroder Weg abermals anstehend getroffen wird und sich von da gegen die Bode durch den Köthenhai zieht. Unmittelbar oberhalb der Einmündung des durch den Porphyroid-Steinbruch bekannt gewordenen Grossen Schreckenthals in den Fluss ist neuerdings der Kersantit hart am Bodewege durch Steinbrucharbeit angebrochen worden; die Spalte kreuzt das Schreckenthal zwischen dem Bodewege und der Bode und läuft alsdann spiesseckig über den Bodeweg und den alten, die Präceptorklippe übersteigenden Pfad hinweg nach dem scharfen Felsgrat, der vom Vogelheerd auf dem Wildstein über die hochragende Falkenklippe zu der tiefer gelegenen Präceptorklippe herabsteigt; diesen Grat durchsetzt der Gang am Fusse der Falkenklippenwand, setzt aber nicht zusammenhängend bis zur Thalsohle nieder, so dass er am Bodewege unterhalb des Durchbruches durch die Präceptorklippe trotz sorgfältigster Untersuchung der Felswände nicht aufgefunden werden konnte. Auf der Nordseite der Bode dagegen lässt sich der Kersantit im Sponbleck von dem Obergraben der Treseburger Blankschmiede bergan bis in die Feldflur verfolgen; als Ostende des Spaltenzuges endlich ist eine

Stelle im Kamm des Sponblecks, ca. 200 Schritte südöstlich des höchsten Punktes zu bezeichnen, welche mitten zwischen den dort anstehenden Diabasen zu entdecken nur dem durch fortgesetzte Beobachtung geschärften Blicke gelingen konnte, die Spalte kann hier höchstens auf einige Fuss Breite angegeben werden. Die ganze streichende Länge des Altenbraker Spaltenzuges einschliesslich kleiner Lücken lässt sich nach diesen Aufschlüssen auf rund $4^1/_2$ Kilometer ausmessen, das ist mehr als die doppelte Länge der Kersantit-Vorkommen, die wir bei Michaelstein zu beiden Seiten des Klostergrunds von der Börneker bis in die Wiechhäuser Gemeinde kennen.

Den zweiten, viel kürzeren Treseburger Gangzug theilt das Lupbode-Thal in eine westliche und eine östliche Hälfte. Davon war nur die erstere bisher bekannt; eine sehr mühsame Kletterpartie an der steilen Wand, welche zwischen dem Ostende des Eingangs erwähnten Ganges oben auf dem Pfaffenkopfe und dem ebendaselbst aufgeführten Steinbruche im Lupodethale die westliche Thalseite bildet, hat den Nachweis erbracht, dass, im Gegensatz zu der auf der Uebersichtskarte gegebenen Darstellung, nur eine ununterbrochene Eruptivmasse diese Westhälfte des Spaltenzuges bildet. Die Osthälfte dagegen besteht aus drei zu Tag nicht zusammenhängenden Stücken, entsprechend den noch zahlreicheren Gangstücken, welche den Altenbraker Spaltenzug bilden. Das westliche darunter ist die directe, streichende Fortsetzung der jenseits der Lupbode am Pfaffenkopfe anstehenden Eruptivmasse und, nahezu von gleicher Länge wie diese, der Nordwestabdachung des Rennstiegs angehörig, von wo sein Gehängeschutt dem zum Weissen Hirsch aufwärts führenden steilen Fahrwege zurollt. Das zweite, mittlere, viel kürzere Gangstück steht weiter östlich etwas tiefer als dieser Fahrweg an. Das dritte, seiner ausgesprochenen nordwestlich-südöstlichen Streichrichtung halber allerwichtigste Gangstück endlich zieht von dem Kreuzpunkte der nach Treseburg steil hinabfallenden Schlucht mit dem genannten Fahrweg durch den Rennstieg nach dem höchsten Punkte des Hagedornsberges und ist durch mehrere kleine Steingruben, welche das Ausgehende des Ganges zur Wegebeschotte-

rung ausgebeutet haben, in beiden Forstortsbezirken erschlossen. Die Gesammtlänge des Treseburger Gangzuges lässt sich auf circa $1^1/_2$ Kilometer angeben, so dass beide Gangzüge zusammengenommen, einschliesslich der Lücken zwischen den einzelnen Gangstücken eines und desselben Zuges, circa 6 Kilometer Länge besitzen.

Dem gegenüber ist die Gangesmächtigkeit eine ausserordentlich geringe zu nennen. Denn wenn es auch einzelne Stellen giebt, wo man eine grössere Anzahl Schritte gebraucht, um den Gesteinsschutt am Ausgehenden des Ganges zu überschreiten, so ist doch, abgesehen von dem Trügerischen einer solchen Beobachtung, 25 bis 70 Schritt = 18,8 bis 52,7 Meter Breite immer noch ein recht bescheidenes Maass. Da, wo der Gang in Steinbrüchen oder in einer Felswand zwischen seinem Nebengestein gemessen werden konnte, wie z. B. an der Altenbrak-Hasselfelder Strasse, ober- und unterhalb der Mündung des Gr. Schreckenthales am Bodeweg, im Felskamm unter der Falkenklippe oder im Steinbruche an der Lupbode-Strasse, bleibt seine Mächtigkeit regelmässig hinter der soeben angegebenen zurück und beträgt, vom Hangenden zum Liegenden gemessen, durchschnittlich 10 Schritte oder 2 Ruthen = 7,53 Meter. Unterhalb des Gr. Schreckenthales ist der Gang in der Schieferwand, da, wo er sich aus dem Bodewege heraushebt, sehr eingeengt und örtlich ganz verdrückt, obwohl er wenige Schritte oberhalb desselben Thales noch Veranlassung zur Anlage eines kleinen Steinbruches giebt und auch weiter gegen Osten nach der Falkenklippe hinzu alsbald wieder mächtiger sich aufthut. Dieses allmähliche Engerwerden und Wiederanschwellen der Eruptivmasse lässt sich nicht wohl mit der Vorstellung vereinigen, als ob die einzelnen Gangstücke eines und desselben Spaltenzuges durch Verwerfungen auseinandergerückt seien, spricht vielmehr im Zusammenhang mit anderweitigen Erfahrungen über die Eruptivgänge des Harzes und mit den Lagerungsverhältnissen des zwar häufig, aber nicht in diesem Sinne verworfenen Nebengesteins dafür, dass das Eruptivmagma von Hause aus nur strichweise bis in die durch die Erosion uns heute blosgelegte Region der Erd-

kruste aufwärts gepresst worden ist. Wären Verwerfungen die Ursache der Unterbrechungen im Fortstreichen des Gangzuges, so müssten, von allen anderen Gründen abgesehen, die Gangstücke in der vollen Breite abgeschnitten werden. Statt dessen beobachtet man nicht nur jene Verengerung der Gangspalte bis zum Auskeilen der Eruptivmasse, sondern es steht auch die Erstarrungsstructur der letzteren in sichtlicher Beziehung zur Verengerung. Gute Aufschlüsse[1]) lassen nämlich deutlich eine Verdichtung des der Hauptmasse nach mehr feinkörnigen als porphyrischen Gesteins gegen das Salband hin erkennen, so zwar, dass längs desselben eine wirklich dichte Grundmasse auf einige Centimeter Breite herrscht, aus der sich namentlich lange prismatische Kryställchen eines augitischen Minerals porphyrisch hervorheben. Dieselben verdichteten Gesteinsabänderungen nimmt man nun aber auch unterhalb des Schreckenthales und im Bachbette des Kl. Mühlenthales als Ausfüllung der Gesammtbreite sehr verengter Spaltenstücke wahr, während das Westende der Spalte auf dem Pfaffenkopfe sich durch variolitische Structur auszeichnet, die in dem mittleren Gangstücke am Rennstiege östlich der Lupbode und in einer Apophyse im Kl. Mühlenthal sich wiederholt.

Lässt sich aus den angegebenen Beobachtungen innerhalb der sichtlichen Zusammengehörigkeit der in einer Flucht hintereinander gerichteten und solcher Gestalt einen Gangzug bildenden Einzelgänge eine gewisse Selbständigkeit dieser letzteren klar erkennen, so zeigen andere Beobachtungen ebenso zuverlässig, dass nicht Kersantit-Lager oder vor der Hauptfaltung zwischen die Schichten eingedrungene Lagergangmassen gleich den Diabasen zu einem Schwarm vereinigt sind, der Ausdruck Gangzug vielmehr dem Vorkommen echter Spaltenausfüllungen entspricht, welche in ihrem Verlaufe die Streichrichtung der Schichten zwar gar

---

[1]) Z. B. der Steinbruch an der Altenbrak-Hasselfelder Strasse, der oberhalb des Gr. Schreckenthales, die Aufschlüsse am Pfaffenkopf und die zu beiden Seiten des Gr. Mühlenthales, in der Schlackenschlucht und in dem alten auflässigen Steinbruche jenseits.

nicht selten begleiten, im Grossen und Ganzen aber, wie im Einzelnen dennoch durchschneiden.

Einzelne kleinere Aufschlüsse, für sich allein betrachtet, führen allerdings nicht stets zu dieser Erkenntniss; im Gegentheil erscheint z. B. gerade in den besten künstlichen Entblössungen, den Steinbrüchen an der Altenbrak-Hasselfelder Fahrstrasse, oberhalb des Schreckenthales am Bodewege und oberhalb Treseburg an der Lupbode-Strasse, der Kersantit bei südsüdöstlichem bis südwärts gekehrtem Einfallen völlig lagerhaft zwischen dem geschichteten Nebengestein, so dass die von Michaelstein her gewonnene Anschauung zu Anfang auch an der Bode ihre Bestätigung zu erhalten schien. Solche Aufschlüsse erstrecken sich indessen stets nur auf wenige, höchstens 30 Schritte längs des Streichens, und wenn sich auch allermeistens die beobachtete Streichstunde des Kersantits in annähernd derselben Richtung beträchtlich weiter verfolgen lässt, so zeigen dagegen andere natürliche und künstliche Entblössungen deutlich sehr spitzwinklige Durchschnittsverhältnisse zwischen der Eruptivmasse und dem angrenzenden Nebengestein: so setzt auf der Westseite des Felsgrats unter der Falkenklippe der Gang in h. $7^1/_2 - 5^1/_2$ durch die Schiefer, welche in h. $4^1/_3 - 5$ streichen; am Bodeweg unterhalb des Schreckenthales, da wo der Gang zum erstenmale wieder über dem Niveau des Weges erscheint, nimmt man deutlich das spiesseckige Abschneiden der Schieferblätter an der hangenden und liegenden Grenze des Kersantits wahr, der überdies mit zwei stumpfen, keilförmigen Höckern in das Hangende eingreift; unmittelbar daneben hat man dann wieder den Anblick des streng parallel zum Schiefer streichenden und gleichsinnig fallenden Lagerganges; ähnliche Verhältnisse zeigte der Wasserriss auf der Westseite der Altenbrak-Hasselfelder Strasse. Lehrreicher noch sind die Aufschlüsse im Kl. Mühlenthale und in der Schlackenschlucht: in dem Bachbette jenes Thales ist der eigentliche Hauptgang nicht anstehend zu beobachten, nur eine etwa 25 Schritt breite Blockanhäufung des charakteristischen Gesteins deutet sein Hindurchsetzen an; dagegen setzt in den unterhalb dieser Anhäufung die Sohle des Baches bildenden, h. $6^3/_4$ strei-

chenden Schiefern ein zweiter, weit schmälerer Kersantit-Gang auf, der in der Mitte des Wasserlaufs bei 3 bis $2^1/_2$ Decimeter Mächtigkeit genau dem Streichen der Schieferblätter folgt, gegen das westliche Ufer aber mit einmal um mehr als die Hälfte seiner Breite verliert und sich dabei zugleich aus der Ostwestrichtung in die südostnordwestliche herumwirft, so dass er in Stunde $10^3/_4$ diagonal in das Liegende [1]) eindringt und, bis zu $6^1/_2$ Centimeter verjüngt, als Variolit darin endet. Was man hier im Kleinen an einem Nebentrum oder Ausläufer des Hauptganges wahrnimmt, wiederholt sich an diesem letzteren selbst in der Schlackenschlucht im Grossen: Einlagerungen von Flaserkalkstein, vergleichbar den Cephalopodenkalken von Hasselfelde südlich der Sattelaxe der Tanner Grauwacke, treten daselbst aus den weicheren Unteren Wieder Schiefern in kleinen Klippenzügen hervor und erleichtern dadurch den Ueberblick über die Streichrichtung der Schichten; ein südlicher (oberer) und ein nördlicher (unterer) Klippenzug des Kalksteins werden von dem Kersantit-Gange dergestalt unter spitzem Winkel gekreuzt, dass das Eruptivgestein auf der Nordostseite der Schlucht zwischen denselben, auf der Südwestseite dagegen nördlich derselben ansteht, also gegen Westen abermals ins Liegende [1]) eindringt.

Solche schräg und in der entgegengesetzten Himmelsrichtung zu der herrschenden Streichrichtung des Ganges sowohl als der Schichten streichende Gangstücke bieten im Verlaufe der Altenbraker Ganglinie, obwohl sie dieselbe noch an anderen Stellen als den erwähnten, gut aufgeschlossenen, ablenken, gleichwohl bei relativ kurzer Erstreckung und einer höchstens aus OSO. gegen WNW. (Stunde 8) im Grossen und Ganzen gerichteten Orientirung keine auffällige Erscheinung. Um so auffälliger ist dagegen das ca. $^1/_3$ Kilometer lange Ostende des Treseburger Gangzuges, das sich, wie schon oben kurz angedeutet, in fast völlig querschlägiger Richtung nordwestwärts gegen die auch hier lagergangähnliche Hauptausdehnung des Ganges kehrt.

---

[1]) Die Fallrichtung ist überkippt, so dass die liegenderen, bei südwärts (bis südostwärts) gekehrten Einfallen also die nördlicheren Schichten die jüngeren sind.

Trotzdem setzt der nur $1^1/_2$ Kilometer lange Treseburger Gangzug in seiner ganzen Ausdehnung innerhalb ein und derselben Zone des Wieder Schiefers auf, ausgezeichnet durch Porphyroid- und Quarzit-Einlagerungen. Der viel längere, oben zu $4^1/_2$ Kilometer angegebene Altenbraker Spaltenzug weist sich hingegen auch dadurch deutlich als Gangzug aus, dass er ganz verschiedene Zonen des Wieder Schiefers in seinem Verlaufe durchschneidet und dass er der nördlichen Grenze der Sattelaxe der Tanner Grauwacke bald sich mehr nähert, bald derselben ferner bleibt. Denn obwohl das Generalstreichen dieses Gangzuges, das in Stunde 6 verläuft, bei der im Allgemeinen mehr westöstlichen als südwestnordöstlichen Streichrichtung der Schichten an der unteren Bode häufig einen Parallelismus der Ganglinie mit dem Nebengestein bedingt, so gestatten doch die zur Längsausdehnung des Hauptsattels quergerichteten Nebenfalten und andere aus der complicirten doppelten Faltung der Schichten herrührende Unregelmässigkeiten des Schichtenbaues ein geradliniges Fortstreichen ein und derselben Zone auf lange Erstreckung nicht. Demgemäss durchschneidet der Altenbraker Kersantit-Gang zwar von seinem Westende im Forstorte Lehmwege bis zum Allröder Wege, wenig östlich der nach Hasselfelde führenden Fahrstrasse, nur die untere, durch Kalkstein- und Grauwacken-Einlagerungen ausgezeichnete Zone der Unteren Wieder Schiefer, aber weder die nächst ältere oder liegende Sattel-Zone der Tanner Grauwacke (am Ausgehenden zufolge des widersinnig umgestauten Einfallens des nördlichen Hauptsattelflügels für die Beobachtung vielmehr die nächst hangende Zone), noch die nächst jüngere (scheinbar liegendere) Zone der an körnigen Diabas-Einschaltungen reichen oberen Unteren Wieder Schiefer begleiten zu beiden Seiten die Ganglinie in gleichem querschlägigem Abstande: die Nordgrenze der Tanner Grauwacke hat im Westen einen Abstand von ca. 550 Schritt = 414,3 Meter vom Gange, nähert sich demselben gegen Osten hin bis auf wenige Schritte Entfernung (Forstort Ob.-Hannover) und entfernt sich dann mit einer plötzlichen, fast rechtwinklig gegen den bisherigen Verlauf südwärts gekehrten Wendung am Allröder Weg immer mehr und mehr davon. Mit

dieser Hauptwendung in der Sattelaxe der Tanner Grauwacke ist zugleich die Endigung oder die Unterdrückung der untersten Zone der Wieder Schiefer verknüpft, so dass die in ihrem Generalstreichen unabgelenkte Kersantit-erfüllte Spalte vom Allröder Wege ab in der diabasreichen Schieferzone und in den häufig darin eingemuldeten Schichten der Hauptquarzit-Zone bis zu ihrem Ostende aufsetzt.

Trägt man die neu aufgefundenen Eruptiv-Gänge in die geologische Uebersichtskarte des Harzes ein, so bemerkt man alsbald eine auffällige Uebereinstimmung in ihrem Verlaufe mit der Hauptstreichrichtung des mittleren Theiles des Bodeganges, so zwar, dass der Abstand der Altenbraker Kersantit-Spalte von jenem aus Westen von dem Kleinen Stemmberge im SW. der Schöneburg bis zu den Rehthälern unterhalb Treseburg reichenden Gangtheile durchschnittlich sehr gleichmässig 1500 Schritte = 1129,87 Meter ausmacht. Wie der Bodegang im Norden, so hält etwas über 4 Kilometer südlich von dem Treseburger Kersantit-Gange ein zweiter Porphyr-Gang in der Allröder Feldflur die gleiche Richtung ein. Diese vier fast ostwestlich gerichteten, mit Eruptivgestein verschiedener chemischer Mischung und mineralischer Zusammensetzung erfüllten Gangspalten bilden eine nirgends in auch nur annähernd gleicher Weise im Unterharze und, so weit unsere Kenntnisse reichen, auch nicht im Oberharze wiederkehrende Erscheinung, die ihren Erklärungsgrund nur in der besonderen Art und Weise der Faltung jenes Gebirgsantheiles haben kann, in welchem dieselben aufsetzen.

Die im Harze sonst herrschenden Streichrichtungen der Eruptivgangspalten sind entweder fast oder ganz nordsüdlich, oder sie schwanken um die SO.-NW. gestreckte Rammberg-Axe. Der letzteren Richtung, welcher zugleich das relativ jüngere der beiden in dem Gebirge gekreuzten Faltensysteme folgt, gehören die Porphyr-Gänge der Lauterberger Gegend, viele Granitgänge bei Harzburg, die porphyrischen Granitapophysen an der Ecker und bei Hasserode und die Nordwestäste (Ludwigshütte-Wendefurt, Gewitterklippen-Hirschbrunnen) und andere einzelne Theile des Bodeganges an. In der Nordsüd-

richtung, mit einer entschiedenen Ablenkung gegen SSO. im Südharze, verläuft der das Elbingeroder Muldensystem in zahlreichen Parallelspalten durchschneidende Mittelharzer Eruptivspaltenzug, dessen südlicher Hälfte sich gegen O. das Gangsystem des Auerbergs anschliesst; diese ganz oder nahezu im Meridian streichenden Spalten sind von mir im Harze, im Frankenwalde und im oberen Saal- und Elster-Gebiete von Liebe als resultirend aus den beiden Druckwirkungen der rechtwinklich gegeneinandergekehrten Faltungskräfte aufgefasst worden. Im Mittelharze durchschneiden sie das Depressionsgebiet zwischen dem Brocken und Rammberg, indem sie aus der Südmulde von Ilfeld und Stolberg her über den allerschmalsten, d. h. den zufolge der Faltenverbiegung zu tiefst niedergezogenen, Antheil der Hauptsattelaxe der Tanner Grauwacke nach der Elbingeroder Mulde übersetzen und dabei im Einzelnen zahlreiche Stauungsknicke (Z-Falten), Ueberschiebungs-(Wechsel-)Klüfte, sehr selten aber einen echten Erzgang kreuzen.

Jene Region dagegen, welche die obgedachten nahezu ostwestlichen Spaltenzüge, also die Altenbrak-Treseburger Kersantit-Gangspalten, den mittleren Theil des Bodeganges und den Allroder Porphyr-Gang, enthält, ist gegentheilig durch eine grosse Breite, d. h. starke Aufwärtsbiegung der Hauptsattelaxe ausgezeichnet, die bei einer Breite (d. h. Ausdehnung im Grundrisse quer auf die Streichrichtung) von nicht ganz 4 Kilometern zwischen Allrode und Altenbrak fast 10 mal breiter erscheint, als an der schmalsten Stelle im Meridianspalten-Gebiete zwischen der Hassel, der Rapbode und der von Hasselfelde nach Trautenstein führenden Fahrstrasse. In der Breite der Heraushebung der Hauptsattelaxe des Gebirgs tritt indessen nur ein Theil der Eigenthümlichkeiten jenes Gebirgsantheiles zwischen Allrode, Treseburg und Altenbrak hervor, andere stehen damit in sichtlichem Zusammenhange: einmal ist der nordwärts gekehrte Vorsprung der Sattelaxe südlich Altenbrak derjenige Punkt, welcher den geringsten Abstand von der Tanner Grauwacke im Muldengegenflügel am Nordrande des Gebirgs zeigt, die in nur ca. $5^3/_4$ Kilometer Entfernung bei Wienrode ansteht; andererseits bezeichnet jene breite

Aufwärtsbiegung der Sattelgrauwacke zugleich einen Wendepunkt in der Art und Weise der Faltenverbiegung, indem ostwärts der Lupbode die NW. — SO.-Richtung in der Hauptausdehnung des Sattelrückens die Oberhand gewinnt, d. h. die Axrichtung des benachbarten Rammberg-Massivs. Darnach hat man in jenem breit herausgehobenen Schild der Sattelgrauwacke den Hauptausgleichungspunkt eines nordwärts gespannten Bogens der Sattelaxe vor sich, in welchem die im Harze herrschenden Sattelrichtungen, die vorherrschende südwestnordöstliche und die in reiner Ausprägung weniger, um so mehr aber in der Umprägung (Deformirung) jener ersten hervortretende andere südostnordwestliche, eine ostwestliche Ausgleichung mit geringer Abweichung gegen WSW., entsprechend dem Uebergewichte des ersten Sattelsystems, gefunden haben. Zu diesem Bogen verhalten sich jene nahezu ostwestlichen Spaltenzüge, in deren Einzelspalten ebenfalls die beiden herrschenden Richtungen erkannt werden können, während sich in ihrem Gesammtverlaufe ebenso deutlich die geringe Abweichung gegen WSW. zu erkennen giebt, so zu sagen als Sehnensprünge, ähnlich wie die in der Meridianrichtung verlaufenden Spalten als Sehnensprünge gelten können, welche den ost-, ostnordost- und ostsüdostwärts gespannten Schichtenbögen angehören.

Nach diesen Darlegungen kann es keinem Zweifel mehr unterliegen, dass der Kersantit, welcher im Oberharze nach der Meridianspaltenrichtung, im Unterharze in der Bode-Gegend nach der dazu senkrechten streicht, bei Michaelstein dagegen in einer Kurve, die in ihrem Verlaufe aus NW.—SO. durch N.—S. und NO.—SW. schliesslich wieder in die Richtung OSO. — WNW. zurückkehrt und sich dabei dem Streichen der Schichten sehr anschmiegt, zu jenen postgranitischen Eruptivmassen des Gebirgs gehört, welche die im Zusammenhange mit der complicirten doppelten Faltung schliesslich aufgerissenen Spalten erfüllen. Der Bodegang und die von den grossen Granit-Stöcken überhaupt auslaufenden Spaltengänge können ihrer Entstehung nach nur als die Folge der letzten Kraftwirkungen angesehen werden, welche die Stock-Massen im magmatischen Zustande aufwärts pressten; die Uebereinstimmung seines mittleren Verlaufs

mit der Hauptausdehnung des Kersantit-Spaltensystems an der Bode und Lupbode kann uns nur darauf hinweisen, wie eng sich jene postgranitischen Gang-Massen an die eugranitischen Stock-Massen der Granit-Gabbro-Reihe anschliessen und so fehlen denn auch unter diesen Eugraniten (vergl. meinen Jahresbericht im Jahrb. f. 1883 S. XX) grobkrystallinische Augit-Glimmer-Quarzdiorite von 64 bis 54 pCt. Kieselsäuregehalt, in welchen Malakolith-artiger Augit und Biotit sich die Wage halten, als substantielle Vertreter der structurell abweichenden Kersantite nicht, während andererseits im Gebiete der postgranitischen südharzer Deckengesteine die zwischen das alleroberste Carbon und das Rothliegende eingeschalteten sogenannten Glimmer-Melaphyre, die in auffälliger Weise fast in ein und dieselbe Meridian-Zone mit dem Michaelsteiner Kersantit fallen, unter den postgranitischen Rhyotaxiten am meisten Vergleichspunkte mit dem Kersantit darbieten. Alle diese Gesteine sind postculmisch. Ich ziehe somit den Begriff Palaeo-Kersantit für den Harz zurück, ob er im Rheinischen Schiefergebirge aufrecht erhalten werden kann, was nicht gerade wahrscheinlich ist, muss doch von einer erneuten Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der nassauischen Kersantite in der Gegend von Langenschwalbach und Eltville abhängig gemacht werden.

Auf die petrographische Beschaffenheit der Bode-Kersantite, welche ebenfalls wie die von Michaelstein Granat, Cyanit, Sillimanit etc. in auffälliger Weise führen, soll hier nicht näher eingegangen werden, da Herr Bergreferendar Max Koch die Kersantite des Unterharzes zum Gegenstand seiner Inauguraldissertation gewählt hat.

Berlin, den 20. März 1886.

IV. Ueber Störungen längs der Grenzen des Oberdevon-Kalks (Iberger Kalks) von Rübeland.

Unter den Beobachtungen, welche während der Kartirungsarbeiten im Sommer 1885 gemacht worden sind, bieten einige, welche sich an den Bau der Eisenbahnlinie Blankenburg-Elbingerode knüpfen, ein besonderes Interesse dar, insofern sie eine directe Bestätigung der bisher von mir mehr auf indirectem Wege gewonnenen Auffassung schwierig zu erklärender Lagerungsverhältnisse gegeben haben. In meiner Abhandlung »über den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz« (Jahrb. d. Königl. Preuss. geolog. Landesanstalt u. Bergakademie für das Jahr 1881) habe ich der »nahezu westöstlich gerichteten spiesseckigen, z. Th. deutlich mit Ueberschiebung der angrenzenden liegenden Schichten auf die jüngeren Kalk- und Diabasmassen verbundenen Störungen in der Elbingeroder Mulde« (a. a. O. S. 28) gedacht und ebendaselbst (a. a. O. S. 21) betont, dass »Ueberschiebungen von verschiedenen Seiten her im Harze recht häufig« gefunden werden; eingehender noch habe ich in dem letzten Bande unseres Jahrbuchs (f. d. Jahr 1884, S. 83, sowie S. XXII ff.) der Ueberschiebungen Erwähnung gethan. Der Eisenbahnbau hat nunmehr einige der in den meisten Fällen viel mehr aus dem Gesammtverhalten des Schichtenbaues mit Nothwendigkeit gefolgerten, als direct beobachteten Störungslinien durchfahren.

Der unterste Theil des Kreuzthales, in dem die von Hüttenrode nach Rübeland führende Fahrstrasse die Bode erreicht, enthält jenen interessanten, der Mittelharzer Eruptiv-Gangformation angehörigen Gang eines basischen Erstarrungsgesteins, sogenannten Gang-Melaphyrs von Diabas- (Hysterobas [1]))-artigem Habitus; östlich der SSO.—NNW. streichenden und steil gegen ONO. fallenden Gangmasse, die hier eine Strecke lang längs einer Verwerfungskluft emporgedrungen ist, steht nördlich (Garkenholz,

[1]) Vergl. dieses Jahrb. f. 1884, S 57, Anm. [3]); S. 60, Anm. [2]).

Krumme Grube) wie südlich (Krockstein) von der jüngst-unterdevonischen Elbingeroder Grauwacke der Stringocephalen-Kalk an, der nach E. KAYSER neben *Stringocephalus Burtini* und *Uncites gryphus* auch *Calceola sandalina* führt und das ganze Mitteldevon hier repräsentirt [1]); diese symmetrische Vertheilung spricht für eine relativ ungestörte Sattelfalte mit der Elbingeroder Grauwacke als dem hier zu ältest ausgehenden Formationsgliede im Sattelkerne. Ganz anders dagegen ist das Schichtenprofil auf der Westseite des Eruptivganges: Hier folgt auf der Südseite derselben unterdevonischen Grauwacke zwar auch, von kleineren Störungen abgesehen, wesentlich regelmässig der Stringocephalen-Kalk (nördlicher Einhang des Weissen Stahlbergs), auf der Nordseite des Unterdevons dagegen grenzt die Südseite des oberdevonischen Iberger Kalks unmittelbar an längs einer krummlinigen, westwärts weithin fortsetzenden spiesseckigen Hauptstörungslinie, welche in diesem weiteren Verlaufe noch ältere Schichten (Obere Wieder Schiefer) in Berührung mit dem Oberdevon bringt und als Ueberschiebungs- oder Wechselkluft von mir aufgefasst worden war. Der Eisenbahnbau führt mit einer südwärts gekehrten Kurve zweimal durch diese Wechselkluft hindurch. Der eine, in der Nähe des Rübeländer Stationsgebäudes oberhalb der Rübeländer Sägemühle gelegene Durchschnittspunkt bietet keinen Aufschluss, weil die Bahnlinie hier von dem Gehänge entfernt im Alluvium des Bode-Thales verläuft; der andere Durchschnittspunkt dagegen liegt genau am östlichen Eingange des »Bismarck-Tunnels«, der die westliche, dem Krockstein gegenüberliegende Thalecke zwischen dem Kreuzthale und der Bode abschneidet. Herr Bergreferendar Dr. BEYSCHLAG hat gelegentlich einer bereits im Februar 1885 nach Blankenburg behufs Erwerbung von Versteinerungen gemachten Dienstreise auf meinen Wunsch die wichtige Stelle besucht und sehr günstig aufgeschlossen gefunden: nach seinen Angaben durchfährt die Bahnlinie am Eingange in den Tunnel fast rechtwinklig eine 70^0 gegen S. fallende, 270^0, also O.—W.-streichende Kluft, längs welcher

[1]) Calceola-Schiefer fehlen im Unterharz, soweit bekannt, gänzlich.

die Elbingeroder Grauwacke im Hangenden der Kluft auf dem Iberger Kalke aufruht. Diese Feststellung des thatsächlichen Befundes durch einen so bewährten Fachgenossen ist um so erfreulicher, als später die Elbingeroder Grauwacke am Hangenden weggebrochen und durch Mauerwerk ersetzt worden ist, welches auf dem Kalkstein im Liegenden der Kluft aufruht; immerhin ist das südwärts gekehrte Einfallen der das Mauerwerk tragenden Kalksteinoberfläche auch so noch zu erkennen, wie Herr Bergreferendar Koch und der Berichterstatter an Ort und Stelle in Uebereinstimmung mit den Angaben Beyschlag's festgestellt haben. Eine Verkieselung des Oberdevonkalks oder Gangquarz als Füllmasse der Kluft fehlen gänzlich, während beide Erscheinungen weiter gegen W., oberhalb Rübeland in der Gegend zwischen dem Bielstein und dem Hainholze nördlich der Susenburg, mehrfach längs der durch die Südgrenze desselben Kalksteins bezeichneten Störungslinie von mir beobachtet worden sind[1]).

Die Südgrenze des Oberdevonkalks von Rübeland wird sonach durch eine südwärts einfallende Ueberschiebungs- oder Wechselkluft dargestellt, welche in ihrem Gesammtverlaufe von dem Kreuzthale im O. bis zum Grossen Hornberge zwischen Elbingerode und Rothehütte im W. einen flachen, südwärts gespannten Bogen beschreibt und nach ihrer Rolle im Gebirgsbaue mit der Edelleuter Ruschel bei St. Andreasberg verglichen werden kann. Es ist mindestens z. Th.[2]) eine Folge dieser Ueberschiebung, dass längs der Südgrenze des Kalksteins auf so weite Erstreckung hin Schalstein, Diabas und Keratophyr (e. p. Quarzkeratophyr), die sonstige normale Unterlage desselben, über Tag gänzlich fehlen.

Auf der entgegengesetzten Seite, längs der Nordgrenze des Iberger Kalksteins nimmt man dagegen diese Eruptiv- oder Tuffmassen in ausgedehnter Verbreitung wahr. Dennoch ist auch diese Grenze keineswegs eine durchweg regelmässige. Da

---

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1867, Bd. XIX, S. 688.

[2]) Die Einschränkung ist nothwendig, weil eruptive Ergüsse einer stetigen Ausbreitung entbehren, was allerdings auch für gewisse Sedimente gilt.

wo die Eisenbahn zwischen Rübeland und Elbingerode dieselbe kreuzt, tritt sie auf der rechten Seite des Mühlenthales von S. her in einen Durchstich ein, welcher recht gute Aufschlüsse darbietet. Die Grenze des Oberdevonkalks gegen die Eruptivgesteine fällt steil gegen S. und streicht in Stunde 7, also abermals fast ostwestlich, sie führt deutlich Gangquarz in dem aufgelösten Nebengestein, das auf 4 Schritte von der Grenze sehr gebräch und schiefrig ist und dabei einen zweiten zusammenhängenderen Quarzgang enthält von gleichem Streichen und Fallen; weiter einwärts, d. h. also in's Liegende der Kluft, geht das zersetzte schiefrige in ein ebenso zersetztes massiges Gestein über, das bis zur Entfernung von 21 Schritten von der Kalksteingrenze ab anhält und gleich dem schiefrigen diabasischer Natur ist, ohne dass eine nähere Bestimmung, ob Tuff oder Diabas, mit Sicherheit getroffen werden konnte, deutliche stückige Tuffbreccie liegt aber jedenfalls nicht vor; vertikale Klüfte fallen an zwei Stellen in dieser Partie des Profils auf; von 21 bis zu 73 Schritt von der Kalksteingrenze steht Quarzkeratophyr an, ebenfalls stark zersetzt, übrigens dasselbe Gestein, welches ich in früheren Berichten aus den Felsklippen besprochen habe, die in geringer Entfernung von der in Rede stehenden Stelle an der Poststrasse gegenüber der Rübeländer Blankschmiede anstehen (vergl. d. Analysentabelle S. XXXV des Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergakademie f. d. J. 1884, sowie daselbst S. XXXII in Anm.). Ein directer Zusammenhang über Tag zwischen den beiden so nahe benachbarten Vorkommen lässt sich gleichwohl nicht nachweisen. Die in dem Eisenbahneinschnitte aufgeschlossenen Grenzflächen des Quarzkeratophyrs fallen beide gegen N. ein und gleichen mehr Klüften als Formationsgrenzen. An eine gangförmige Durchsetzung der basischeren Eruptivmassen durch den Quarzkeratophyr kann nicht gedacht werden, vielmehr muss sein Erscheinen als eine locale Aufpressung der saureren eruptiven Unterlage jener basischeren Massen angesehen werden, denn die grobstückigen Diabastuffe, welche an zahlreichen Stellen des Elbingeroder jungdevonischen Muldensystems beobachtet sind und die auch in diesem Eisenbahneinschnitte nördlich an den Quarzkeratophyr angrenzen,

führen sehr deutliche und z. Th. recht grobe Fragmente des sauren Eruptivgesteins eingeschlossen, welches anderwärts, wie z. B. bei Hüttenrode oder im Wormkethale die normale Basis der diabasischen Massen über dem Stringocephalenkalke bildet. Ueberdies sind solche sattel- bis kuppelförmige oder unregelmässiger gestaltete Heraushebungen der Keratophyr- oder Quarzkeratophyr-Gesteine gar keine seltene Erscheinung in den zusammenhängenderen diabasischen Eruptiv- und Tuffdecken der Gegend. Was dagegen hier auffällt, das ist der ausserordentlich geringe Abstand, in welchem sowohl in dem Eisenbahn- als in dem Poststrassenprofile diese der Unterlage der basischen Eruptivmassen angehörigen Gesteine von deren Deckgestein, dem Iberger Kalke, anstehen. Die 21 Schritt breite Zone diabasischer Gesteine zwischen dem Quarzkeratophyr und dem Kalkstein kann offenbar nicht die Gesammtmächtigkeit der basischen Eruptivmassen bedeuten, zumal in diesem schmalen Bande der hier im Elbingeroder Mühlenthale und seiner Umgebung so charakteristisch ausgeprägte Labradorporphyr des Diabas (Grünporphyr, Porfido verde) ganz fehlt. Hiernach gewinnt es den Anschein, dass die Nordgrenze des Oberdevonkalks durch eine gegen S. einfallende, Gangquarz führende Verwerfungskluft gebildet wird, längs welcher ein Absinken der Schichten im Hangenden der Kluft, also ein normaler Sprung stattgefunden hat.

Für diese Auffassung, welche dieser Nordgrenze im Verhältniss zu der vorherbesprochenen Südgrenze eine analoge Rolle zuweist, wie sie die nördliche, Neufanger, Ruschel gegenüber der südlichen, Edelleuter, Ruschel bei St. Andreasberg nach meiner [1]) Darstellung zeigt, sprechen noch andere Umstände. Zunächst lässt sich auch auf dem linken oder Nordufer des Mühlenthals

[1]) Vergl. d. Jahrb. f. 1881, S. 14. — E. Kayser will es unentschieden lassen, ob die Edelleuter Ruschel eine rechtsinnige Verwerfungskluft oder eine Wechselkluft sei (Ueber das Spaltensystem am SW.-Abfall des Brockenmassivs, ebendaselbst S. 445 bis 446); es stehen aber auch nach Kayser's eigener Darstellung sichtlich überall wesentlich jüngere Schichten im Liegenden der sehr steil südwärts fallenden Ruschel an, als im Hangenden, wonach sich die Ueberschiebung der älteren Schichten über die jüngeren von selbst ergiebt.

deutlich ein hora 6 — 7 streichender Quarzgang als Scheidelinie zwischen dem Oberdevonkalk und dem angrenzenden Diabas-Gestein nachweisen. Alsdann aber ist auch der fernere Verlauf der Nordgrenze des Oberdevonkalks von sehr verschiedenen Formationsgliedern begleitet: gegen W. ist diese Erscheinung im Zusammenhang mit anderen Störungen, welche den Nordwestrand der grössten (mittleren) Theilmulde des mittel- und oberdevonischen Elbingeroder Muldensystems weithin begleiten; gegen O. grenzen überall bis zu dem Eingangs erwähnten Eruptivgange, welcher hier eine Strecke lang auf der Scheide zweier frühzeitig getrennten und dann verschieden gefalteten Gebirgsantheilen verläuft und den Oberdevonkalk abschneidet, Eruptivmassen nordwärts an diesen letzten an; eine nähere Prüfung ergiebt aber, dass es keineswegs stets dieselben Massen sind, welche man auf der Erstreckung vom Mühlenthale ostwärts bis zu dem Wasser, das den Peershai vom Garkenholze scheidet, beziehungsweise bis zu jenem daselbst durchstreichenden Eruptiv-Gange, trifft.

Die Gliederung dieser Eruptiv- und Tuffdecken, welche im normalen Profile zwischen dem mitteldevonischen Stringocephalenkalk oder -Eisenerz und dem oberdevonischen Iberger Kalke lagern, ist wegen der grossen Ausdehnung der Bergwiesen und der Feldflur zwischen Hüttenrode im NO. und Mandelholz im SW. und wegen der intensiven physikalischen und chemischen Umwandlung, welcher diese Eruptivmassen zufolge des Faltungsprocesses häufig anheimgefallen sind, eine überaus schwierige [1]). Wenn schon früher mehrfach Gelegenheit sich darbot, das Schiefrigwerden der Massengesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen [2])

---

[1]) Eine dritte Schwierigkeit beruht darin, dass Augit-Alkalifeldspath-Gesteine von Augit-Plagioklas-Gesteinen unter Umständen recht schwer unterscheidbar sein können, worüber der vorjährige Jahresbericht des Berichterstatters nähere Angaben macht. Eine vierte, nicht die geringste, ergiebt sich aus dem Umstande, dass eruptive Decken und ihre Tuffe nicht die regelmässige Ausdehnung von Sedimenten besitzen, obwohl sie örtlich ausgedehnter auftreten können, als eine sedimentäre Facies.

[2]) Dabei sind selbstverständlich nur die ausseralpinen Verhältnisse in Betracht gezogen; in alpinen Gebirgen, in denen postoligocäne Faltungsprocesse

zu betonen, so hat auch hierfür der Eisenbahnbau treffliche Aufschlüsse gewährt.

Oberhalb des vorerwähnten Durchstichs auf dem rechten Ufer des Elbingeroder Mühlenthales sind zwischen dem Mundloche des Mühlenthaler Stolln und dem Mühlenthaler Pingenzuge die Eruptivmassen abermals theils durch Abgrabungen, theils durch einen Einschnitt entblösst. Von oben nach unten steht zunächst unterhalb des auf den mitteldevonischen Eisenerzen angelegten Pingenzuges und bereits in der südlichen Pingenwand harter, z. Th. verkieselter und Schwefelkies[1]) führender Quarzkeratophyr an, auf dem in der Thalsohle selbst dem Schwefelthale gegenüber Schwefelkiesgewinnung umgegangen ist: auf 20 Schritt festes Gestein, folgen 20 Schritt zersetztes, rostfarbenes (Eisenoxydhydrat an Stelle des Schwefeleisens) und 16 Schritte sehr zersetztes und brecciös zertrümmertes Gestein, das sich an der Grenze gegen die nunmehr folgenden basischeren Gesteine ganz aufgelöst zeigt. Am obersten Ausgehenden ist zufolge dessen die Fallrichtung dieser Grenze gar nicht sicher zu bestimmen, die tieferen Abgrabungen lassen dagegen deutlich ihre steil südwärts gekehrte Neigung erkennen, während ihre Streichrichtung hora 4 gemessen wurde; diese Grenze ist abermals eine Verwerfungslinie, wie sich aus ihrem Verhalten im Fortstreichen südwestlich und nordöstlich von dem Eisenbahnprofil alsbald ergiebt, und gehört zu den rechtsinnigen, oben mit der Neufanger Ruschel verglichenen, Sprüngen auf der Nordseite der mittleren Partialmulde des Elbingeroder Muldensystems.

Demgemäss sind denn auch die im Hangenden der Grenzkluft an den aufgelösten und zertrümmerten Quarzkeratophyr angrenzenden basischen Eruptivmassen solche, die man da, wo die

---

eine so ausserordentliche Rolle spielen, sind tertiäre schieferige Eruptivgesteine und Eruptivtuffe von schalsteinartigem Habitus nicht minder daheim, als Dachschiefer von dem gleichen jungen Alter.

[1]) Diese Imprägnation des Quarzkeratophyrs mit Schwefelkies findet sich auch noch an anderen benachbarten Stellen, wie im Schwefelthale und am Gr. Graben, sie ist örtlich so stark, dass dadurch der Charakter des Eruptivgesteins schwer erkannt wird.

Formationsglieder regelmässig auf einander folgen, nicht als die Bedeckung des Quarzkeratophyrs beobachtet. Diese Bedeckung besteht normal aus einem Mandelstein, der wenigstens für einige Vorkommen als Diabas-ähnlicher Augit-Orthophyr-Mandelstein oder Augit-Keratophyr-Mandelstein im Sinne der in meinem vorigjährigen Berichte (Jahrb. f. 1884, S. XXX—XXXVIII) gegebenen Bestimmungen schon nachgewiesen ist[1]) und seinerseits überdeckt oder aber vertreten wird durch Tuffbreccie mit Quarzkeratophyr-, Keratophyr- und Mandelsteinbrocken.* Hier dagegen folgt porphyrischer Diabas (der oben bereits erwähnte Labradorporphyr oder Porfido verde vom Habitus des classischen lacedämonischen Gesteins) im Hangenden des Quarzkeratophyrs; an Stelle des massigen Gesteins, das durch seine weissen bis grünlichweissen Plagioklas-Einsprenglinge auf dunkelem, meistens violettbraunem bis braunrothem Grunde jenes gefällige Aussehen der zu künstlerischen Zwecken

[1]) Analyse I betrifft den Augit-Orthophyr-Mandelstein, der auf dem rechten Bode-Ufer oberhalb des Ortes Neuwerk bei dem Schützenplatze im Hangenden des Quarzkeratophyrs und im Liegenden der grobstückigen Tuffbreccien ansteht, Analyse Ia, dasselbe Gestein, dessen Analyse nach Abzug von 13,70 pCt. $CaCO_3$ auf die gefundene Summe von 100,65 pCt. umgerechnet ist; damit ist Analyse II in Gegensatz gebracht, welche den diabasischen Labradorporphyr (Porfido verde) des Mühlenthals betrifft, IIa ebenfalls umgerechnet nach Abzug des Kalkcarbonats.

	I.	Ia.	II.	IIa.
SiO_2	44,17	51,13	45,45	47,64
TiO_2	2,66	3,08	nicht bestimmt	—
Al_2O_3	13,49	15,61	16,78	17,59
Fe_2O_3	1,69	1,96	nicht bestimmt	—
FeO	7,75	8,98	15,66	16,41
MgO	4,88	5,65	3,07	3,22
CaO	8,23	0,65	10,19	7,98
Na_2O	1,36	1,58	2,77	2,90
K_2O	5,92	6,85	1,42	1,49
H_2O	3,43	3,98	2,85	2,99
P_2O_5	0,65	0,74	nicht bestimmt	—
SO_3	0,39	0,44	—	—
CO_2	6,03	—	2,03	—
	100,65	100,65	100,22	100,22
spec. Gew. =	2,743	—	—	—
	(Steffen)		(Streng)	

verarbeiteten Porphyrgesteine erlangt, sieht man aber hier Schiefer von derselben Grundfarbe, fleckig getupft durch fettig-glänzende Sericit-ähnliche Partieen, d. h. die gepressten glimmerig gewordenen Plagioklase, anstehen: das ist F. A. Roemer's »Schalstein«, der nach ihm (Palaeontographica, 1855, S. 155) »dicht unterhalb des Schwefelthales« (also dem Eisenbahnprofil gegenüber auf dem Nordostufer) durch einen »12 hora streichenden Eisensteinsgang[1]) vom Iberger« (muss heissen Stringocephalen-)»Kalke« getrennt wird; es ist indessen lediglich die schiefrige, durch den Faltungsdruck hervorgerufene Structur, welche von Haus aus weder dem Diabas, noch auch dem Diabastuff eignet, die zu der Verwechslung mit Schalstein (schiefrigem Diabastuff) geführt hat.

67 Schritte halten diese durch sericitische Pseudomorphosen nach Plagioklas fleckig gezeichneten Schiefer an; dann folgen dunkle schiefrige Gesteine ohne solche Pseudomorphosen, welche 84 Schritte unterhalb der Störungskluft zwischen Quarzkeratophyr und Diabasporphyr von einem auffällig lichten grünlichgelben bis gelblichgrünlichen sericitischen schiefrigen Gestein mit starkem Eisenoxydhydratüberzug auf Klüften innerhalb der Breite von 5 Schritten zweimal sehr auffällig unterbrochen werden: nähere Untersuchung lässt mit voller Sicherheit darin den Quarzkeratophyr wiedererkennen, der hier eine ganz analoge Umwandlung zeigt, wie ich dieselbe für das entsprechende Gestein von Pasel an der Lenne im Sauerlande und für den Keratophyr von Oberneisen (Lahnporphyr e. p.) nachgewiesen[2]) habe. Man erhält den Eindruck, dass an dieser auffälligen Stelle eine locale Emporschleifung und Einpressung des von unten in die basischen Eruptiv-

---

[1]) Auch dieser h. 12 streichende Eisensteinsgang F. A. Roemer's kann nur auf einem Missverständnisse beruhen; Pingen auf Rotheisenerz oder Eisenkiesel sind längs der Störungskluft, die im Fortstreichen der von der Eisenbahn auf dem gegenüberliegenden Ufer südlich von dem Mühlenthaler Pingenzuge überfahrenen Verwerfung unterhalb der Ausmündung des Schwefelthales durchsetzt, in der That vorhanden; diese Kluft streicht aber nicht hora 12, sondern südwest-nordöstlich, dagegen hat ein rostfarbig verwitternder Eruptivgang, der hinter dem Herzogstein her auf diesen Pingenzug hinzustreicht, die genannte Streichrichtung.

[2]) Sitzungsber. d. Ges. naturforschender Freunde zu Berlin 1883, S. 176.

Massen aufragenden und gleich diesen stark geschieferten sauren Eruptivgesteins aus der unteren Abtheilung der Eruptivdecken zwischen Mittel- und Ober-Devonkalk vorausgesetzt werden müsse, wofür die gelegentlich der Beschreibung des weiter thalabwärts gelegenen Eisenbahndurchstichs oben S. 209 mitgetheilten Erfahrungen zu vergleichen sind. Für diese Auffassung spricht, dass auch hier in der Umgebung der sauren Eruptivmassen tuffige Breccien fehlen, während doch diese charakteristischen Gesteine nur wenig weiter thalabwärts in der Umgebung des Mühlenthaler Stolln und in diesem selbst zusammen mit dem Labradorporphyr anstehen und den letzteren mehrfach deutlich von dem sauren Quarzkeratophyr, dessen Gestein sie brockenweise umschliessen, scheiden. Die Breccientuffe sind hier grossentheils, im Gegensatz zu dem schiefrigen oder richtiger flaserig-plattigen Verhalten, dessen technische Ausnutzbarkeit Veranlassung zu dem aus dem Volksmunde im Nassauischen entnommenen Worte »Schalstein« gegeben hat, mehr oder minder massig, am besten gewissen Grauwacken hierin vergleichbar.

Oben schon wurde das unmittelbare Angrenzen solcher Breccientuffe an den Quarzkeratophyr in dem unteren, der Rübeländer Blankschmiede gegenüber gelegenen, Eisenbahndurchstiche hervorgehoben; das gleiche Grenzverhältniss kann man in der Umgebung des trigonometrischen Höhenpunktes auf dem Felskopfe südöstlich vom Stollnmunde des Mühlenthaler Stolln's beobachten oder in der Gegend südlich des Vorwerkes zum Kalten Thal auf den jenseitigen Höhen. Wenn anderwärts, wie z. B. in dem Profile des Bodethals oberhalb Neuwerk in der Umgebung des Neuwerker Schützenplatzes zwischen dem Quarzkeratophyr und der grobstückigen Breccie von massigem Habitus noch Mandelstein auftritt, so ist schon vorher auf S. 213 die Zugehörigkeit dieser unmittelbaren Decke des sauren Gesteins zu einer basischeren Keratophyr- oder Orthophyr-Spielart (Augit-Orthophyr- oder -Keratophyr-Mandelstein von Diabas-ähnlicher, durch Chlorit und Kalkspath bedingter Tracht) hingewiesen worden; nebenbei ist daran zu erinnern, dass das Wesentlichste im Gegensatze zwischen den Gesteinen an der Basis der Eruptivmassen zwischen Mittel- und

Oberdevonkalk und denjenigen an der oberen Grenze derselben Massen nicht so sehr im Kieselerdegehalt, als vielmehr darin besteht, dass an der Basis Alkali- (Kali- und besonders Natron-) Feldspath, gegen oben Kalknatronfeldspath herrscht; es können sonach auch quarzarme und relativ an Augit reiche Keratophyr- oder Ortophyr-Gesteine ganz an die Stelle des Quarzkeratophyrs treten.

Andererseits habe ich schon in meinen früheren Berichten darauf aufmerksam gemacht, dass die Alkalifeldspathgesteine strichweise nicht zur Ausbreitung über dem Stringocephalen-Kalke gelangt sind. Solche Stellen sind z. B. die vorderste Pinge der Grube Blanke-Wormke bei Mandelholz und das Profil unter dem Volkmannskeller im obersten Klostergrunde bei Michaelstein. Hier nun ruhen die Breccientuffe direct auf dem Stringocephalen-Kalke oder den Eisensteinäquivalenten desselben auf. In der Pinge bei Mandelholz, wo der Faltungsdruck die Formationsglieder derartig ineinandergeschoben hat, dass das Unterdevon über das Mitteldevon und die Tuffbildung herübergebogen diesen aufruht, erscheinen die Eruptivbreccien wie ausgewalzt durch den Druck, während die harten Quarzkeratophyrbrocken als widerstandsfähigere Massen um so schärfer sich aus dem schiefrigen Schalstein hervorheben. Das Profil unter dem Volkmannskeller hat dadurch besonderes Interesse, weil die von N. her erfolgte Ueberschiebung des Stringocephalenkalks auf sein normales Hangendes zuerst eine geringmächtige Lage von brecciösem Tuff mit Labradorporphyr-Bindemasse trifft, dieser bedeckt dann ebenso widersinnig die flach gegen N. einsenkenden kalkreichen, grau und grün gebändert geschichteten feinschliechigen Tuffsedimente (Lasius' Taftstein), die ihrerseits auf Mandelstein aufruhen, der weiter thalabwärts Labradorkrystalle ausgeschieden zeigt.

Nach allen diesen Beobachtungen scheint man berechtigt, den grobklastischen bis körnigklastischen Tuffgesteinen, welche Keratophyr- Quarzkeratophyr- oder Ortophyr-Brocken führen, ein relativ tiefes, dem Stringocephalenkalke relativ nahestehendes Niveau innerhalb der Eruptivformation zwischen dem kalkigen Mittel-

und Oberdevon zuzuschreiben [1]), so dass ein unmittelbares Angrenzen solcher Breccientuffe an den oberdevonischen Rübeländer (Iberger) Kalk auf gestörte Lagerungsverhältnisse hinweisen würde. Ein solches Angrenzen hat aber mehrfach längs der Nordseite des Oberdevonkalks zwischen dem Mühlenthale und dem den Kalk ostwärts abschneidenden Eruptivgang im Garkenholze statt. So z. B. gehören die Felsen, welche man auf der Nordseite des Mühlbaches oberhalb der Nordgrenze des Kalks gegenüber dem unteren Ende des unteren Eisenbahndurchstichs anstehen sieht, dem Breccientuff an; ferner liegt nördlich des Iberger Kalks, der auf der Westseite des von Rübeland nach dem Vorwerk zum Kalten Thale führenden Weges ausgeht, in einem überdies sehr pingenreichen Terrain, das aber in den überrasten Pingen selbst keinen Aufschluss gewährt, Brecciengestein in der Feldflur; auch auf der Nordseite des Nebelholzes fehlen nahe der Kalkgrenze brecciöse Tuffe nicht, in deren Gesellschaft auch Gangquarz beobachtet wurde; endlich trifft man im Peershai, nördlich von der östlichsten Endigung des Oberdevonkalks, Gesteine, die, falls sie nicht geradezu Quarzkeratophyr sind, was

[1]) F. A. Roemer hat die Schalsteine und Diabase dieser Eruptivformation dem Mitteldevon zugezählt, E. Beyrich dieselben dagegen als ein ungefähr dem Iberger Kalk oder Cypridinenschiefer äquivalentes Eruptiv-Oberdevon angesprochen (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XX, S. 659); auch ich habe kurzweg wohl (dieses Jahrbuch f. 1884, S. XXI) diese Bildungen oberdevonisch genannt. Streng genommen ist das jedenfalls insofern nicht ganz richtig, als tuffige Zwischenmittel (der sogenannte »edle« oder »Lager-Schalstein« der Bergleute) zwischen den Kalkstein- oder Eisensteinlagern aus der Stufe des *Stringocephalus Burtini* bereits auftreten (Grube Tännichen, Büchenberg-Hartenberger Grubenzug). Von solchen Vorkommen, in welchen auch Versteinerungen nicht fehlen, ist offenbar F. A. Roemer ausgegangen bei seiner Altersbestimmung; Beyrich dagegen von dem Gesichtspunkte aus, dass die Hauptmassen der Eruptivformation ganz entschieden die Stringocephalenschichten überlagern. Ein genaues Altersäquivalent der sedimentären Oberdevonbildungen können andererseits die Eruptivmassen nicht wohl heissen, denn in dem Gr. Graben bei Elbingerode bildet der Quarzkeratophyr deutlich das Liegende des Oberdevonkalks, im Mühlenthale stehen die Eruptivmassen im Hangenden des Mittel- und im Liegenden des Oberdevonkalks an und am Hartenberge, von welchem Beyrich speciell ausgeht, sind die Cypridinen-Schiefer nicht »das unmittelbare Hangende des Eisensteinlagers«, vielmehr deutlich durch die Eruptivformation (Schalstein oder schiefriger Blatterstein) davon getrennt und sonach relativ jünger.

eine nähere Untersuchung noch ergeben wird, höchstens silificirte (adinolhaltige) Tuffe sein könnten, wie solche anderwärts, z. B. nordwestlich von Hüttenrode in der Umgebung der »alten Elbingeroder Strasse« in Gesellschaft der Keratophyrformation beobachtet worden sind.

Man darf nach Vorstehendem mit einigem Vorbehalte annehmen, dass der Iberger Kalk bei Rübeland auf seiner Nordseite von normalen Verwerfungsklüften, auf seiner Südseite von einer Wechselkluft, beide von spiesseckiger Lage zu den Schichten, auf seiner Ostseite dagegen von einer Trennungskluft zweier verschieden gefalteten Gebirgsstücke (Verschiebungs- oder Blatt-Kluft) begrenzt ist.

Wie ersichtlich dient die Unterscheidung der verschiedenen Eruptivtypen nicht allein dazu, solche Massen, die ihrer chemischen und Mineralsubstanz, sowie ihrer Structur nach von einander abweichen, in ihren Verbreitungsgebieten räumlich getrennt darzustellen, sie erleichtert auch ganz wesentlich das Verständniss des Schichtenbaues.

Das gilt selbstverständlich nur von jenen Eruptivmassen, welche so frühzeitig zwischen die Schichten als Oberflächen-, beziehungsweise submarine Ergüsse oder aber als Lagergänge eingeschaltet worden sind, dass sie mit den Schichten gemeinsam den Faltungs- und Zerspaltungs-Process durchgemacht haben. In der geognostischen Uebersichtskarte des Harzes habe ich dieselben als »Praegranitische Harzeruptivgesteine« zusammengefasst. Dazu habe ich auch nach meinen damaligen Erfahrungen die Unterharzer Kersantite gerechnet. Die Untersuchungen im Sommer 1885 führen mich indessen zu einem anderen Ergebnisse (vergl. No. III dieser Beiträge).

Ueber zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreussen.

Von Herrn **Henry Schröder** in Berlin.

Durch die Annahme zweier, durch eine Interglacialzeit getrennter Inlandeisperioden ist die Betrachtung der norddeutschen Diluvialablagerungen von dem stratigraphischen Standpunkt der BERENDT'schen Eintheilung in Ober- und Unter-Diluvium in das historisch-geologische Stadium übergegangen.

Das Auftreten einer Torfbildung bei Lauenburg, deren Pflanzenreste K. KEILHACK[1]) zur Annahme eines gemässigten Klimas während einer bestimmten Bildungsperiode des norddeutschen Diluviums führte, und ihre Lagerung zwischen zwei als Moränen anerkannten Geschiebemergeln führt zu der Hypothese einer nicht durch Oscillationen zu erklärenden Unterbrechung der Vergletscherung und macht das Vorhandensein einer interglacialen Zeitperiode auch für Norddeutschland mehr als wahrscheinlich. Dieses wichtige Resultat veranlasst zu einer genauen Untersuchung aller Faunen- und Floren-führenden Diluvialschichten, wobei namentlich die Beantwortung dreier Fragen nothwendig sein dürfte: 1) Wie lagern diese Schichten zu den als Grundmoränen der Gletscher erkannten Geschiebemergeln? 2) Wie verhalten sich die fossilen Faunen und Floren zu der recenten Verbreitung ihrer Species? 3) Führt dieser Vergleich zur Annahme eines gemässigten Klimas während der Bildung dieser Ablagerungen,

---

[1]) Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanst. für 1884, S. 238.

oder genügt die Annahme von Gletscher-Oscillationen, um ihre Entstehung zu erklären?

Nachstehende Zeilen sollen Beobachtungen und Reflexionen zur Beantwortung dieser Fragen an der Hand zweier neuer Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreussen liefern; zu diesem Zweck wird es häufig nöthig sein, auf die namentlich durch Berendt und Jentzsch über das gleiche Gebiet gewonnenen Resultate zurückzukommen, und führe ich deshalb die darüber vorhandene Literatur chronologisch auf:

1859. Schumann, J. Zeugen der Vorwelt. Neue preussische Provinzialblätter III, S. 76.

1863. Schumann, J. Geognostische Darstellung von Preuss. Litthauen, Ost- und Westpreussen. In der Festgabe für die Mitglieder der 24. Versammlung deutscher Land- und Forstwirthe: Die Provinz Preussen. S. 86—87.

1863—68. Schumann, J. Preussische Diatomeen. Schriften der physik.-ökon. Ges. zu Königsberg i/Pr. 1862, S. 168 ff., 1864, S. 13 ff.; 1867, S. 37 ff.

1864. Römer, F. Bericht der naturwiss. Section der schles. Ges. für vaterl. Kultur. 1864, S. 32.

» Römer, F. Notiz über das Vorkommen von *Cardium edule* und *Buccinum reticulatum* im Diluvialkies bei Bromberg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XVI, S. 611 ff.

1865. Berendt, G. Marine Diluvial-Fauna in Westpreussen. Schriften der phys.-ökon. Ges. zu Königsberg i/Pr. VI. 1864 u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XVIII, S. 174—176.

1867. Berendt, G. Verbreitung des Tertiärs in der Provinz Preussen. Schrift. d. phys.-ökon. Ges. VIII. S. 6.

» Berendt, G. Nachtrag zur marinen Diluvial-Fauna in Westpreussen. Ibid. VIII. 1867 u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XX, S. 435—439.

1869. Schumann, J. Geologische Wanderungen in Altpreussen. S. 130 u. 131.

1874. Berendt, G. Marine Diluvial-Fauna in Ostpreussen und zweiter Nachtrag zur Diluvial-Fauna Westpreussens. Schriften der phys.-ökon. Ges. zu Königsberg i/Pr. XV u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXVI, S. 517—521.

1876. Jentzsch, A. Bericht über die geolog. Untersuchung der Provinz Preussen. Ibid. XVII. S. 155.

1876. Jentzsch, A. Neues Jahrb. für Mineralogie etc. 1876, S. 738 bis 740.

» Jentzsch, A. Beilage zum Tageblatt der Naturforscherversamml. zu Hamburg. 1876, S. 98.

1877. Jentzsch, A. Schriften der phys.-ökon. Ges. zu Königsberg i/Pr. 1877. XVIII. S. 226.

1878. Grewingk, C. Das Bohrloch Purmallen. Sitzungsber. d. Dorpat. naturf. Ges. Sep.-Abdr. S. 105.

1879. Berendt, G. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 857. Anm.

» Penck, A. Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Ibid. 1879. S. 161—167.

1880. Jentzsch, A. Ibid. 1880, S. 668—670.

1881. Bauer, M. Das diluviale Diatomeenlager aus der Wilmsdorfer Forst bei Zinten in Ostpreussen. Ibid. 1881. XXXIII. S. 196 ff.

1882. Cleve, P. T. und Jentzsch, A. Diatomeenschichten Deutschlands. Schriften der phys.-ökon. Ges. zu Königsberg i/Pr. XXII. 1881. S. 129—170.

» Jentzsch, A. Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanst. für 1881. S. 546—570.

1883. Berendt, G. Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreussen östlich der Weichsel. Ibid. 1882, S. 349—350.

» Noetling, F. Ueber Diatomeen-führende Schichten des westpreussischen Diluviums. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883, S. 318—354.

1884. Jentzsch, A. Ueber Diatomeen-führende Schichten des westpreussischen Diluviums. Ibid. 1884, S. 169—176.

1884—85. Jentzsch, A. Berichte über die geol. Aufnahmen 1 : 25000. Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanst. 1883, p. LXVIII bis LXIX; 1884, p. CI—CIII.

1884—85. Klebs, R. Berichte über die Aufnahmen 1 : 25000. Ibid. 1883, p. LXXII und 1884, p. CVIII.

1884—85. Ebert, Th. Berichte über die Aufnahmen 1 : 25000. Ibid. 1883, p. LXXI und 1884, p. CII.

1884. Klebs, R. Der Deckthon und die thonigen Bildungen des unteren Diluviums um Heilsberg. Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt 1883, S. 615.

1885. Jentzsch, A. Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Ibid. 1884, S. 492—515.

» Ebert, Th. Ueber ein Kohlenvorkommen im westpreussischen Diluvium. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 803.

Zahlreiche Fundorte von Conchylien, aber fast nur auf secundärer Lagerstätte, finden sich auf den Sectionen Dirschau, Elbing, Heiligenbeil, Labiau, Friedland der von der Königl. physik.-ökonom. Gesellschaft zu Königsberg herausgegebenen geologischen Karte der Provinz Preussen im Maassstabe 1:100000, aufgenommen von Berendt, Jentzsch und Klebs.

Als mit grosser Wahrscheinlichkeit auf primärer Lagerstätte befindlich, kommen bei der Frage nach der Altersstellung und Verbreitung der Fossilien-führenden Schichten folgende Punkte in Betracht:

Yoldiathone. Reimannsfelde, Abbau Lenzen, Succase und Tolkemit (Westpreussen).
Marine Conchylien. Oelmühlenberg bei Heilsberg (Ostpreussen).
» » SO. und NW. Kiwitten (Ostpreussen).
» » nebst Diatomeen. Vogelsang bei Elbing.
Süsswasser-Diatomeen. Domblitten bei Zinten (Ostpreussen).
» » Wilmsdorf bei Zinten.
» » mit Conchylien. Vogelsang bei Elbing.
» » Succase bei Elbing.
» » Conchylien. Heilsberg.
Torf. Purmallen und Gwilden bei Memel.
» Neuenburg (Westpreussen).
? Marine Diatomeen. Fuchshöfen bei Königsberg.
? Süsswasser-Diatomeen. Hammer bei Gollub (Westpreussen).

Die beiden von mir gelegentlich der Kartirung der Sectionen Krekollen und Siegfriedswalde aufgefundenen Punkte liegen im Herzen Ostpreussens, circa 9 Meilen südlich von Königsberg, zwischen den beiden Landstädten Heilsberg und Bischofsstein, in unmittelbarer Nähe des Kirchdorfes Kiwitten.

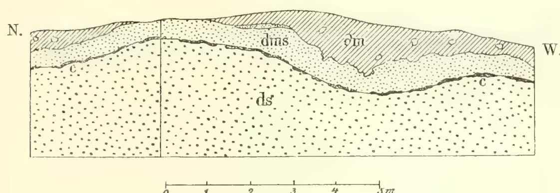
Kiwitten.

a) Fundort südöstlich des Dorfes.

Verlässt man den genannten Ort an seinem östlichen Ende auf der nach Bischofstein führenden Chaussee, so sieht man sofort rechts auf der Spitze einer Hügelkuppe, die nach Angabe des Messtischblattes Siegfriedswalde 300 Fuss [1]) Meereshöhe besitzt und sich an den Fuss eines sich bis zu 392 Fuss erhebenden Berges anschliesst, ein vereinzeltes Gehöft, und davor, aus der Entfernung allerdings nur undeutlich, mehrere Grand- und Sand-

[1]) Bei Höhenangaben sind stets preussische Decimalfuss gemeint.

gruben, die zum Chausseebau benutzt wurden, aber z. Th. wieder zugeworfen sind. In der dem Gehöft zunächst liegenden Grube wurde folgendes Profil beobachtet:



∂m	Rothbrauner Geschiebemergel . . .	1,20 Meter.
dms	Gelblicher Mergelsand	0,60 »
ds	Gemeiner Spathsand	$>$ 3,00 »

Nur an einem Punkte der Grube hat der Mergel die genannte Mächtigkeit, während er sich nach Osten und Westen auskeilt und den darunter liegenden Mergelsand an die Oberfläche treten lässt. Dagegen lagert er an dem nördlichen Ende der Grube, die sich den Hügel herabzieht, in einer Mächtigkeit von 1,0 bis 1,5 Meter wieder deutlich über dem Mergelsand und hängt nach allen Seiten mit dem ringsum die Höhen bekleidenden Geschiebemergel zusammen. Derselbe besitzt in dem Aufschluss die für die betreffende Gegend charakteristischen Merkmale, eine röthlichbraune Farbe, ziemlich bedeutenden Gehalt an Feinerde, vereinzelte nordische und einheimische Geschiebe und deutlichen Kalkgehalt. Seine Grenze zum Mergelsand ist durchaus keine scharfe Linie; vielmehr greift der durch seine Farbe kenntliche Geschiebemergel mit apophysenartigen Zapfen in das Liegende ein, und ausserdem finden sich Fetzen rothen Geschiebemergels im Mergelsande, ohne dass ihre Verbindung mit der darüber liegenden, zusammenhängenden Schicht nachzuweisen wäre. Eine derartige Grenzbildung zwischen Geschiebemergel und geschichteten Bildungen ist in Ostpreussen, namentlich im Höhenzuge, nichts Auffallendes. Der Mergelsand lagert nicht horizontal, sondern hebt sich nach Osten etwas, um dann nach Norden gleichmässig mit

dem Abhang der Hügelkuppe herabzusinken. Er ist in feuchtem Zustande grünlichgelb gefärbt und besitzt bedeutenden Kalkgehalt, der sich stellenweise zu Kalkstreifen und sogar kugeligen, im Innern rissigen Concretionen concentrirt hat. Von den liegenden Spathsanden ist der Mergelsand durch plattige Concretionen (c) von circa 0,04 Meter Dicke getrennt, die sich längs der Grenze durch die ganze Ablagerung ziehen und ebenso wie diejenigen des Mergelsandes als secundäre Bildungen zu betrachten sind. An einer kleinen Stelle schaltet sich zwischen Geschiebemergel und Mergelsand eine kaum einen Decimeter mächtige Bank eines grünlichen Sandes ein.

In dem letzteren und in dem Mergelsande finden sich nun zahlreiche, gut erhaltene Schalreste von marinen Conchylien:

Cardium edule L. ausserordentlich häufig, von sehr kleinen, 5 Millimeter langen bis 28 Millimeter langen, 24 Millimeter hohen und 21 Millimeter breiten Individuen in vorzüglicher Erhaltung der Oberflächenskulptur und häufig mit beiden Klappen noch auf einander liegend.

Cardium echinatum L. nur ein kleines Bruchstück.

Mactra solida L.

» *subtruncata* Da Costa.

Diese beiden einander nahestehenden Formen kommen besonders häufig im grünlichen Sande vor; von letzterer sind 3 kleine Exemplare mit beiden, etwas gegen einander verschobenen Klappen gefunden. Das grösste Individuum von *M. solida* besass 18 Millimeter Länge und 17 Millimeter Höhe, von *M. subtruncata* 15 Millimeter Länge und 12 Millimeter Höhe.

Tellina baltica L.[1]) selten, aber auch hier, wo die Klappen beim lebenden Thier fast nur durch ein Ligament und die Muskeln an einander gehalten werden, liegen noch beide Klappen zusammen.

Venus sp. grosse, in ihrer Oberflächenskulptur gut erhaltene Fragmente waren an einer Stelle mit *Cardium edule* häufig.

Nassa reticulata L. zahlreiche, mit Mündungsrand und Sculptur gut erhaltene Individuen, 20 Millimeter lang und 10 Millimeter breit; aber auch grössere, nicht vollständig erhaltene Stücke fanden sich.

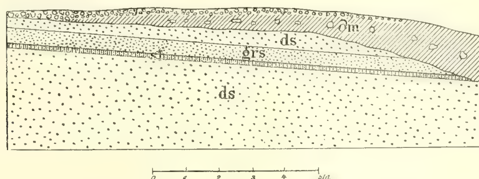
---

[1]) *Tellina solidula* Lam. wird allgemein als Varietät von *T. baltica* aufgefasst.

Der eben beschriebene Fundpunkt ist betreffs der Erhaltung der Species der ausgezeichnetste in Ost- und Westpreussen, denn noch nirgends hat man so zahlreiche Individuen von Lamellibranchiern, mit beiden Klappen auf einander ruhend, gefunden; erwähnen will ich noch, dass an manchen Exemplaren die rechte und linke Klappe etwas gegen einander verschoben sind.[1])

b) Fundort nordwestlich des Dorfes.

Der zweite, hier zu beschreibende Fundpunkt mariner Diluvialconchylien ist bei weitem nicht so ausgezeichnet. Am westlichen Ende des Dorfes Kiwitten geht von der Chaussee der Weg nach Kloster und Dorf Springborn ab längs der Ufer zweier Teiche, die durch einen Hügel (von auffallend runder Form und mit starker Geschiebestreuung bedeckt) von einander getrennt werden. Uebersteigt man diesen Hügel nach Westen, so sieht man auf der anliegenden Erhebung eine Grube, deren nördliche Wand hier als Profil (etwas reconstruirt, da sie stark verstürzt ist) abgebildet wird.



In der Mitte der Grubenwand beobachtet man folgende Maasse:

	Grober Grand mit kopfgrossen Geschieben	0,2 Meter.
ðm	Rothbrauner Lehm und Geschiebemergel	0,7 »
ds	Mittelkörniger Spathsand	0,5 »
grs	Grünlicher Sand	0,5 »
sh	Sandiger Thonmergel	0,1 »
ds	Gemeiner Spathsand und Grand	> 2,5 »

[1]) Nur der Vollständigkeit halber bemerke ich, dass in dem Mergelsande und den oberen Schichten des Spathsandes zahlreiche, bis faustgrosse Nester vorkommen, die vollständig mit wirr durcheinander liegenden Froschknochen erfüllt sind.

Der grobe Grand mit kopfgrossen Geschieben, die hauptsächlich der Preussischen Kreideformation angehören, stellt nur eine lokale Anhäufung als Residuum des seiner Feinerde beraubten Geschiebemergels dar und ist in jener Gegend zwischen Kiwitten und Kloster Springborn mehrfach verbreitet. Der Geschiebemergel zeigt die typische Farbe und Structur, wird nach Osten zu mächtiger und keilt sich nach Westen aus, um die Sande zu Tage treten zu lassen. Die als sandiger Thonmergel bezeichnete Lage ist schlecht aufgeschlossen und in ihrem petrographischen Charakter schwankend zwischen kalkhaltigem lehmigen Sande und sandigem Thonmergel; an einzelnen Stellen kann man sie als Muschelbreccie bezeichnen. Die Schichten des Unterdiluviums fallen nach Osten mit sanfter Neigung ein, laufen aber mit einander parallel.

Der den Geschiebemergel direct unterteufende Spathsand führte zahlreiche Conchylien-Fragmente, die sich durch ihr Schloss und ihre ausserordentliche Stärke als zu *Cyprina islandica* L. gehörig erweisen, daneben fanden sich noch vereinzelte Bruchstücke von *Cardium edule*. Da diese Conchylien innerhalb der Schicht sich aber entschieden auf secundärer Lagerstätte befinden, kommen sie hier nicht weiter in Betracht. Wichtig sind nur die beiden folgenden Schichten. Der grünliche Sand enthält zahlreiche Conchylien, die sich jedoch in einem auffallenden Erhaltungszustande befinden: die beiden Klappen liegen nämlich noch deutlich auf einander, obwohl jede Klappe für sich in einzelne Stückchen zertrümmert und in ihrer Form so verdrückt ist, dass ich nur durch den Bau des Schlosses und die Dünnheit der Schalen meine Bestimmung als *Tellina baltica* L. begründen kann. Dieselbe ist mir jedoch um so wahrscheinlicher, als in dem sandigen Thonmergel mehrere Exemplare dieser Species in guter Erhaltung ebenfalls mit beiden Klappen gefunden wurden. Daneben sind allerdings zahllose Fragmente dieser Muschel und einzelne des *Cardium edule* L. vorhanden.

Behufs der Deutung der eben beschriebenen Lagerungsverhältnisse empfiehlt es sich, einen Blick auf den allgemeinen geologischen Bau der in Frage kommenden Gegend zu werfen.

Die Terrainoberfläche stellt sich als ein wirres Nebeneinander von zahlreichen, mehr oder weniger stark geböschten Hügeln dar. Der Mangel einer bestimmten Richtung in der Anordnung der Kuppen, ihre Umgrenzung durch zahllose, schlingenartige, nur selten zu einer Fläche sich erweiternde Senken und ihre häufig rundliche, seltener elliptische Gestalt zusammengehalten mit ihrer Zusammensetzung aus diluvialem Material berechtigen zur Anwendung der Terminus »Moränenlandschaft« auf dieses Terrain. Der Bewohner der nördlichen, flacheren Districte bezeichnet die Gegend mit einem ausserordentlich treffenden Ausdruck als »bucklige Welt«. So complicirt die Contouren der Oberfläche sind, so einfach ist dieselbe geognostisch zusammengesetzt. Ein rothbrauner, mehr oder weniger thoniger Geschiebemergel bedeckt Hügel und Senke in einer allerdings nicht immer gleich bleibenden Mächtigkeit. Auf den Kuppen, an Mächtigkeit abnehmend, lässt er nicht selten die darunter liegenden Sande und Grande durchragen; ausserdem treten unterdiluviale Sande noch in grösseren Flächen und lang gezogenen, schmalen Bändern auf, die häufig von NW. nach SO. ziehend, in geradliniger Richtung das Terrain durchsetzen. Aeusserst selten ist der Fall, dass untere Sande in Folge erodirender Thätigkeit des Wassers als Umrandung der Höhen zu Tage treten.

Die »Durchragung« ist in dem fraglichen Gebiete die charakteristische Lagerungsform der Diluvialgebilde. Sie bedingt wesentlich den complicirten orographischen Bau dieser Gegend und der eigenthümlich zerrissenen Moränenlandschaft.

Durch ihren Bau repräsentiren sich die Kuppen, auf welchen die beschriebenen Aufschlüsse liegen, als Durchragungen, denn der nach dem Abhange zu mächtiger werdende Geschiebemergel lässt auf dem höchsten Punkte die tieferen Sandschichten zu Tage treten und umgiebt mantelartig die Kuppen. Zugleich erhellt aus den Profilen, dass die ursprünglich jedenfalls horizontalen Sand- und Mergelsandschichten nach ihrem Absatz in der Lagerung gestört sind. Schichtenstörungen im Liegenden der Geschiebemergel sind durch zahlreiche Beobachtungen Credner's, Wahnschaffe's und Anderer bekannt. Sie gelten im Bereich des masurischen Höhenzuges als die Regel und kommen häufig mit Durchragungen

verknüpft vor. Wahnschaffe[1]) hat letzteren für die Tektonik der Diluvialbildungen so charakteristischen Aufbau der Schichten als Folge wall- und sattelartiger Aufpressungen zu erklären versucht. Eine ähnliche Deutung nehme ich auch für die in Frage gezogenen Durchragungen in Anspruch. Die ungleichmässige Anhäufung der durch die Gletscherwässer abgelagerten Sande und die gleichzeitig wirkende Erosion sind primäre Bedingungen für die Entstehung von Höhendifferenzen, welche den Anlass zu Durchragungen gaben; der Druck des darüber gleitenden Gletschers hat die secundäre Detaillirung, hauptsächlich bestehend in einer schroffen Zuschärfung der Terrainformen, übernommen. Durch die drei genannten Agentien erklärt sich die so häufige Discordanz von Geschiebemergeln über geschichteten Bildungen. Ferner ergiebt sich daraus, dass man in einem bestimmten Aufschluss nicht immer die sämmtlichen, in zeitlicher Aufeinanderfolge gebildeten Schichten erwarten darf, sondern dass vielmehr ein Geschiebemergel direct über Schichten, die nach ihrer Entstehung zeitlich von ihm getrennt sind, lagern kann, ohne dass dieselben gleich als von ihm mitgeschleppte Scholle aufzufassen sind.

Ich habe diese Verhältnisse etwas eingehender betrachtet, um einer etwa möglichen, nach meinem Dafürhalten aber irrthümlichen Deutung der gestörten Lagerung entgegentreten zu können. Um den Schwierigkeiten, welche sich aus den beschriebenen Lagerungsverhältnissen für den Vergleich mit anderen conchylienführenden Schichten ergeben, aus dem Wege zu gehen, könnte man diese Lager für Schollen erklären, die durch den Geschiebemergel aus dem tieferen diluvialen Untergrund gehoben und so in eine relativ hohe Lagerung gerathen sind. Diesem Einwurf erwidere ich, dass der Geschiebemergel in beiden Fällen nur oberflächlich in das Liegende eingreift, dass die Conchylienschichten concordant zu den Böschungen der Hügel, dem Bau einer regelrechten Durchragung entsprechend, lagern und trotz ihrer geringen Mächtigkeit und des lockeren Materiales keine Zerreissungen oder bedeutende Verdrückungen aufweisen, drittens dass der Ge-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, S. 598.

schiebemergel nicht unter die conchylienführenden Schichten greift, sondern dass bis zu 3 Meter nur Sande getroffen sind und endlich, dass die so häufig mit beiden Klappen auf einander liegenden Lamellibranchier — einzelne Bruchstücke sind an dem Punkte SO. Kiwitten sehr selten — die Annahme eines Transportes kaum gestatten. Sollten diese Gründe dennoch nicht genügen, so steht doch so viel fest, dass die ursprüngliche Lagerstätte der Conchylienschichten sich in unmittelbarer Nähe befunden haben muss und somit wenigstens ein Anhalt für die Verbreitung der primären Fauna gegeben ist, auf welche doch überhaupt nur das Vorhandensein eines ehemaligen Meeres im Herzen Ostpreussens zu gründen ist.

Der in beiden Fundpunkten SO. und NW. Kiwitten die conchylienführenden Schichten bedeckende Geschiebemergel überzieht, wie schon oben bemerkt, mit einem verhüllenden Schleier alle tieferen Schichten jener Gegend. Durch die Kartirung im Maassstabe 1 : 100000 und die sich anschliessende im Maassstabe 1 : 25000 ist constatirt, dass ein Geschiebemergel sich von der Meeresküste auf die höchsten Punkte des masurischen Landrückens heraufzieht[1]). Es liegt kein auf reinen Beobachtungen basirender Grund vor, denselben nicht[2]) als oberdiluvial aufzufassen und ihn nicht für das Aequivalent des oberen Geschiebemergels der Mark Brandenburg zu halten. Man könnte auch seine discordante Lagerung über den Spathsanden als Beweis für diese Auffassung beibringen, wenn es nicht häufig sowohl in Preussen als anderen Gegenden beobachtet wäre, dass auch echter unterer Geschiebemergel discordant über diluvialen Sanden lagern kann.

Das Ergebniss der vorgehenden Auseinandersetzung ist, dass an den beiden Fundpunkten bei Kiwitten Oberer Diluvialmergel discordant über unterdiluvialen Sanden lagert, die z. Th. marine Conchylien auf primärer Lagerstätte führen. Die Unterteufung der Sande durch unteren Geschiebemergel, die an den beschriebenen Aufschlüssen nicht direct beobachtbar ist, kann trotzdem nicht bezweifelt werden, da typischer grauer Geschiebemergel an vielen ganz benachbarten Punkten von

[1]) cf die Sectionen 6—9 und 16—17 der geolog. Karte von Preussen 1 : 100000.

[2]) Berendt, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 807.

Spathsanden überlagert, beobachtet ist und als eine bei circa 250 Fuss Meereshöhe durchgehende Schicht, die jedoch die Unebenheiten der Terrainoberfläche mehr oder minder mitmacht, betrachtet werden muss. Die marine Fauna ist also auch als zwischen zwei Moränen lagernd zu betrachten.

Marine Diluvialconchylien, die sich durch die Art ihrer Erhaltung entschieden als auf primärer Lagerstätte befindlich erweisen, sind noch von zwei anderen Punkten bekannt.

Oelmühlenberg bei Heilsberg.

Der erste Punkt, ebenfalls im Centrum Ostpreussens, ist der Oelmühlenberg bei Heilsberg. Er wurde von Schumann gefunden und von Berendt[1]) und Klebs näher untersucht. Den marinen Charakter der Fauna stellte zuerst Letzterer fest. Er sagt[2]): »Ausser Granden und Sanden, welche Diluvialfauna in der gewöhnlichen Art des Vorkommens enthalten, sind auf Section Heilsberg noch Sande und Mergelsande verbreitet, in welchen sich z. Th. in grösserer Menge marine Schalthierreste finden, bei welchen beide Schalen noch zusammenhängen. Vorkommen und Lage berechtigen zu dem Schluss, dass man es hier mit einer Fauna zu thun hat, welche an Ort und Stelle des Vorkommens auch gelebt hat. Unter den äusserst zahlreichen Stücken gehören sämmtliche Formen zu *Tellina* und *Cardium*, von welchen namentlich die erstere bedeutend vorwaltet. Diese Schichten gehören den tiefsten Lagen des dort beobachteten Unterdiluviums an. Nachgewiesen wurden dieselben an dem linken Ufer der Alle und dem rechten der Simser.« Das genauere Profil ist nach Berendt am Oelmühlenberge von oben nach unten:

Sand	15 Fuss.
Unterer Sandmergel	4 »
Grand und Geröllager	2—3 »

Quarzsand, fein und in feuchtem Zustande etwas grünlich, bis ca. 25 Fuss Höhe den steilen Absturz des linken Alleufers bildend, mit den Conchylien.

[1]) Schriften der phys.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg. VI. 1865, S. 8.

[2]) Jahresbericht im Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1884.

Das mir von Herrn Prof. Berendt zur Einsicht gestattete Original der von Klebs aufgenommenen Section Heilsberg (1:25000) zeigt, dass das Conchylienlager ebenfalls von unterem Geschiebemergel unterteuft wird[1]). Wir haben hier also eine marine Fauna auf primärer Lagerstätte zwischen zwei unteren Geschiebemergeln lagernd.

Vogelsang bei Elbing.

Der zweite Punkt, Vogelsang bei Elbing, wurde von Jentzsch[2]) als diluvial erkannt und von diesem und Nötling[3]) näher untersucht. Das Profil ist nach Jentzsch:

Sand.	
Grauer Staubmergel mit dünnen Sandschmitzen und einzelnen undeutlichen Conchylienstückchen ca.	1,0 Meter.
Lehmiger Sand mit *Cardium edule* und *Tellina solidula*	0,1 »
Grauer Stubenmergel mit Süsswasserconchylien	1,2 »
Sand bis	0,4 »

Dass die Conchylien sich an primärer Lagerstätte befinden, geht aus der Bemerkung Jentzsch' hervor: »die Schalen sind sehr mürbe, z. Th. schon an Ort und Stelle zusammengedrückt, müssen aber kurz nach dem Absterben der Thiere hierher gelangt sein, da bisweilen noch beide Klappen auf einander liegen«. Betreffs der geognostischen Stellung lässt sich aussagen, dass die Conchylienlager unterdiluvial sind. Jentzsch giebt auf der geologischen Karte 1 : 100000, Section Elbing, die Ueberlagerung der genannten Schichtenfolge durch oberdiluvialen Mergel an, doch ist die Möglichkeit vorhanden, dass sich derselbe bei einer Kartirung in

---

[1]) Vergl. Klebs, Der Deckthon etc. Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883, S. 165.

[2]) Cleve und Jentzsch, Diatomeenschichten Deutschlands. Schrift. d. phys.-ökon. Ges. 1881, XXII, S. 149.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXV, 1883, S. 339.

grösserem Maassstabe als unterdiluvial herausstellt. Die Unterteufung durch Geschiebemergel ist noch nicht erwiesen[1]).

Neuerdings hat Jentzsch[2]) die unter mehreren Geschiebemergeln lagernden Faunen von Jacobsmühle, Grünhof und Klein Schlanz für primär erklärt, namentlich sich stützend auf die ausserordentliche Reinheit (nur 0,1 Süsswasserconchylien ohne *Dreyssena polymorpha*) und Individuenanzahl der Faunen und den Gegensatz, in welchen diese Lager mit benachbarten, weniger reichen, aber trotzdem *Dreyssena* und *Yoldia* führenden, secundären Conchylienbänken treten. Diese Momente können nicht unbedingte Beweiskraft für eine primäre Lagerstätte beanspruchen; sie lassen dieselbe wohl plausibel erscheinen, schliessen aber die Möglichkeit einer secundären Lagerstätte nicht aus. Die Auffindung einiger Lamellibranchier-Individuen, noch mit beiden Klappen auf einander ruhend erhalten, würde dagegen jeden Zweifel heben. Aus diesen und anderen unten zu erörternden Gründen kann ich mich den aus den genannten Fundpunkten gezogenen Schlüssen für eine Interglacialzeit und die Stellung derselben zu dem mehrfachen Wechsel von Geschiebemergeln nicht anschliessen.

Behufs des Vergleiches der diluvialen Fauna und ihrer recenten Verbreitung ist die folgende Tabelle[3]) aufgestellt. Die als diluvial angegebene, aber noch immer der Verschleppung als cretaceisches Geschiebe verdächtige *Ostrea* sp. und ebenso die noch nicht sicher bestimmte *Venus* sind in der Tabelle fortgelassen. *Yoldia arctica*, als wahrscheinlich einer älteren und faunistisch anders charakterisirten Bildungsperiode des Diluviums angehörig, ist nicht aufgenommen, ebenso wenig die Süsswasser- und Brackwasserformen. Dagegen wurden auch diejenigen marinen Species, welche noch nicht mit Sicherheit an primärer Lagerstätte gefunden sind, in die Tabelle einrangirt.

---

[1]) Jentzsch, Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanst. für 1884, S. 503.

[2]) Ibid. S. 503.

[3]) Benutzt wurden: Meyer und Möbius, Fauna der Kieler Bucht I u. II; Bergh, Acta Univ. Lundensis 1870; Ackermann, Die Ostsee.

	Innere Ostsee	Westliche Ostsee	Kattegat	Andere Verbreitungsgebiete
Mytilus edulis L.	×	×	×	Nördl. Eismeer, Nordsee, Mittelmeer, Schwarzes Meer, Atlant. Ocean (St. Helena), Ost- und Westküste Nordamerika's, Nordjapan. Meere.
Cardium edule L.[1]	×	×	×	Nördl. Eismeer, Nordsee, Mittelmeer, Schwarzes Meer, Aralsee, Salzwassersümpfe der Sahara.
Cardium echinatum L.	.	.	.	Nordsee (-Finnmarken), Mittelmeer, Canaren.
Cyprina islandica L.	.	×	×	Nördl. Eismeer, Nordsee, Atlant. Ocean (von Grönland und NO.-America bis Portugal).
Astarte borealis Chemn.	O. Bornholm S. Trälleborg	×	×	Nördl. Eismeer, Nordsee.
Mactra subtruncata da Costa	.	.	×	Nordsee (-Finnmarken), Mittelmeer, Canaren.
Mactra solida L.	.	.	×	Nordsee, Mittelmeer.
Tellina baltica L.	×	×	×	Nördl. Eismeer, Nordsee, Mittelmeer, Schwarzes Meer, Atlant. Ocean, O.- und W.-Küste Nordamerika, Behringsstrasse, Nordjapan. Meere.
Scrobicularia piperata	Greifswald	×	×	Nordsee (-Bergen), Mittelmeer, Atlantischer Ocean (-Senegal).
Corbula gibba Oliv.	.	×	×	Nordsee (Nordland), Mittelmeer, Canaren.
Nassa reticulata L.	.	×	×	Nordsee (Nordland), Mittelmeer, Schwarzes und Asowsches Meer, Rothes Meer, Canaren.
Cerithium reticulatum da Costa	.	×	×	Nordsee (-Lofoten), Mittelmeer, Schwarzes und Asowsches Meer, Rothes Meer, Canaren.
Scalaria communis Lam.	.	Grosser Belt	×	Nordsee (Bergen), Mittelmeer.
Litorina litorea L.	O. Rügen O. Bornholm	×	×	Nördl. Eismeer, Nordsee.

[1]) Die auf primärer Lagerstätte gefundenen Conchylien sind gesperrt gedruckt.

Im Vergleich zu der grossen Individuenzahl der Fauna — Jentzsch[1]) sammelte allerdings auf zweifelhaft primärer Lagerstätte bei Jacobsmühle mindestens 10000, bei Klein Schlanz circa 1200, bei Grünhof über 1000 Conchylien resp. grössere Bruchstücke — ist entschieden eine Armuth an verschiedenen Species zu constatiren.

Die beiden gemeinsten, namentlich auf primärer Lagerstätte[2]) am häufigsten beobachteten Formen, *Tellina baltica* und *Cardium edule* sind auch jetzt noch die verbreitetsten in der inneren Ostsee und gehen bis zum Bottnischen Meerbusen herauf. Die ihnen an Häufigkeit am nächsten stehenden Species, *Nassa reticulata*, *Mactra subtruncata* und *solida*, treten erstere in der westlichen Ostsee (westlich der Linie Gjedder-Odde — Darsser Ort) und die beiden letzteren erst im Kattegat auf. Unter den selteneren Formen finden sich *Cerithium reticulatum*, *Corbula gibba*, *Cyprina islandica* und *Scrobicularia piperata* bereits in der westlichen Ostsee, dagegen *Cardium echinatum* und *Scalaria communis* erst im Kattegat. Von den nur vereinzelt gefundenen Species kommt *Mytilus edulis* bis zum Bottnischen Meerbusen vor und *Litorina litorea* nebst *Astarte borealis* (letztere womöglich nur aus den Yoldiathonen verschleppt) reichen gerade noch in die innere Ostsee.

Entspricht der Charakter dieser Fauna nun jedenfalls nicht der jetzt in dem inneren Ostseebecken herrschenden, einmal, weil entschieden Nordseeformen beigemengt sind und dann, weil eine hier sehr gemeine Form, die *Mya arenaria*, sich nicht diluvial vorfindet, so scheint mir die so oft angewandte Bezeichnung als reine »Nordseefauna« auch zu viel zu sagen, denn, um sie dazu zu stempeln, fehlen ihr eine Menge Formen, die für die Nordsee charakteristisch sind und von denen einzelne sogar in die westliche Ostsee reichen. Ich glaube, die marine Diluvial-Fauna Preussens am besten dadurch zu charakterisiren, dass ich sie der recenten Fauna der westlichen Ostsee an die Seite stelle. Die Grössenverhältnisse der Individuen, welche von Lovén und

[1]) Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1884, S. 502.

[2]) Siehe oben.

Berendt als den Nordseeformen mehr entsprechend bezeichnet wurden, stehen dieser Charakteristik nicht entgegen, wenn man die von Meyer und Möbius im zweiten Bande der Fauna der Kieler Bucht angegebenen Maasse berücksichtigt. Namentlich die geringe Mannichfaltigkeit der Species weist darauf hin, dass auch während der Diluvialzeit die damalige Ostsee nicht in weiter, offener Verbindung mit dem Weltmeer gestanden hat.

Suchen wir nun das gewonnene Resultat für die Beantwortung der Frage: Giebt die marine Fauna Preussens irgend welchen Anhalt für die Annahme einer Interglacialzeit? zu verwerthen!

Der Umstand, dass eine diluviale Schicht Fossilien auf primärer Lagerstätte führt, beweist an und für sich noch nicht ihre interglaciale Stellung, auch wenn sie zwischen Geschiebemergeln lagert. Vielmehr war während der ausgedehnten Gletscheroscillationen[1]), über welche man auch bei Annahme einer Interglacialzeit für ost- und westpreussische Verhältnisse nicht hinwegkommt, die Möglichkeit zur Ablagerung von Faunen und Floren führenden Schichten gegeben, zumal das Ueber- und Nebeneinandervorkommen von Meeres- und Süsswasserabsätzen die damalige Oberfläche und die Vertheilung von Wasser und Land als sehr complicirt gestaltet erscheinen lässt[2]). Heer[3]), welcher zuerst dem Begriff der Interglacialzeit in der Wissenschaft Geltung verschafft hat, sucht ihr Vorhandensein in der Schweiz namentlich durch die Thatsache zu beweisen, dass die zwischen zwei Moränen lagernde Schieferkohlen-Flora von Utznach, Dürnten und Wetzikon den Charakter eines gemässigten Klimas trägt und dass deshalb die Kälteperioden, welche die Ausdehnung der Vergletscherung der Alpen veranlassten, von einer gemässigten Periode unterbrochen waren, welche die Gletscher allseitig auf ein etwa den jetzigen Verhältnissen entsprechendes Maass reducirte. Gegen dieses Moment wenden sich alle zahlreichen Gegner der Interglacialzeit, indem sie zu erweisen suchen, dass ein mildes Klima und die Existenz von Gletschern

---

[1]) Als subglacial wird man die auf weite Strecken durchgehenden Sand- und Thonhorizonte wohl nicht auffassen können.

[2]) Jentzsch, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, S. 669.

[3]) Urwelt der Schweiz S. 302.

sich gegenseitig nicht ausschliessen. Die jüngeren Glacialgeologen, namentlich Penck[1]), bestreiten diesen Satz zwar nicht in seiner Allgemeinheit, aber in speciellen Fällen, und haben gewichtige Gründe für die Anschauung Heer's beigebracht.

Jedenfalls liefert eine Fauna oder Flora nur dann Beweise für eine Interglacialzeit, wenn sie 1) auf primärer Lagerstätte befindlich zwischen zwei Moränen liegt und 2), was das Wesentliche ist, wenn für ihre Existenz die Annahme eines gemässigten Klimas nothwendig erscheint, welches das Eis der vorausgegangenen Vergletscherung zum vollständigen Rückzug — im speciellen Fall — aus Deutschland zwang.

Die primäre Lagerstätte und ihr Auftreten zwischen Geschiebemergeln ist für drei der oben genannten Fundpunkte als erwiesen zu betrachten. Die grosse Verwandtschaft der diluvialen Fauna mit der recenten des jetzigen Westbalticum, lässt das Vorhandensein eines milden Klimas während jener Bildungsepoche möglich erscheinen, jedoch hat sie nicht beweisende Kraft, denn ein Blick auf die beigegebene Tabelle genügt, um auf das Evidenteste zu zeigen, dass sämmtliche marine Conchylien hoch nach Norden heraufgehen und eurytherme Formen sind, d. h. solche, deren Körper grosse Wärmeschwankungen ertragen kann und sich daher durch grosse Variabilität und Anpassungsfähigkeit auszeichnen[2]). Ich muss deshalb der marinen Fauna Beweiskraft für ein gemässigtes Klima und somit für eine Interglacialzeit absprechen. Zudem bleibt stets zu beachten, dass ein jeder Schluss auf den klimatischen Charakter einer Fauna, der von der recenten Verbreitung ihrer Species ausgeht, nur bedingungsweise Richtigkeit beanspruchen kann, da die recente Verbreitung einer Fauna das Resultat vielfach wechselnder Wanderungen und Anpassungen während der geologischen Zeitperioden ist, und da die grosse Häufigkeit und kräftige Ausbildung einer Species in einem bestimmten recenten Gebiet noch keinen unbedingt sicheren Anhalt dafür liefert, dass dasselbe wirklich ihre ursprüngliche Heimath ist.

---

[1]) Vergletscherung der deutschen Alpen S. 57.

[2]) Meyer und Möbius, Fauna der Kieler Bucht II, p. 21.

Die eben besprochene Conchylien-Fauna tritt in einen gewissen Gegensatz zu der ebenfalls aus Preussen bekannten Fauna der Yoldiathone von Lenzen und Tolkemit. *Yoldia arctica* Gray, *Cyprina islandica* L. und *Astarte borealis* Chemn., welche neben vereinzelten Exemplaren von *Cardium edule* L. die einzigen aus diesen Ablagerungen bekannten Formen sind, prägen dieser Fauna einen entschieden arctischen Charakter auf. Da *Yoldia arctica* in Preussen ein sehr hohes Alter besitzt und die Thone »beim Herannahen des nordischen Eises abgelagert zu sein scheinen« [1]), so kann man aus dem Gegensatz zu der wohl jüngeren Fauna von annäherndem Nordseecharakter schliessen, dass in Preussen auf das arctische Klima der ersten Vergletscherung eine mildere Zeitperiode gefolgt sei. So berechtigt dieser Schluss auch sein mag, so dürfte er doch nicht genügen, um das interglaciale Alter der zweiten Fauna zu beweisen.

Es liegt mir vollkommen fern, das Vorhandensein einer Interglacialzeit in Ost- und Westpreussen bestreiten zu wollen, vielmehr hege ich die Ueberzeugung, dass es an der Hand neuer Beobachtungen gelingen wird, Klarheit in dieser Beziehung zu schaffen. Die Glacialformation Norddeutschlands ist eben als ein einheitliches Phänomen zu betrachten; wenn für den westlichen Theil des Gebiets zwei durch eine Interglacialzeit getrennte Vergletscherungen mehr als wahrscheinlich sind, muss die Hypothese auch für den östlichen Theil gelten. Ich glaube nur constatiren zu müssen, dass die marine Fauna Ost- und Westpreussens bis jetzt keinen stricten Beweis dafür lieferte und dass die Parallelisirung der Preussischen Meeressande mit der Lauenburger Kohle und den anderen als interglacial [2]) anerkannten Süsswasserablagerungen des westlichen Norddeutschland vor der Hand nicht möglich ist. Die Beibringung neuer Beobachtungen ist für die Lösung dieses Problems abzuwarten. Erst dann kann man an die sich daraus ergebenden Fragen gehen: Wie verhalten sich

---

[1]) Jentzsch, Beiträge z. Glacialhyp. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1881, S. 504 und Bericht, ibid. 1883, S. 69.

[2]) Dames, Die Glacialbildungen der norddeutschen Tiefebene. Samml. gemeinverst. Vorträge von Virchow und Holtzendorff XX, 479, S. 27 u. 28.

die interglacialen Schichten zu dem mehrfachen Wechsel von Geschiebemergeln? Genügt die rein stratigraphische Eintheilung in Ober- und Unterdiluvium der neu gewonnenen Anschauung oder müssen jeder der beiden Vergletscherungen mehrere Geschiebemergel zuertheilt werden? Die grösste Schwierigkeit wird bei der Beantwortung dieser Fragen immer in dem sicheren Nachweis bestehen, dass eine aus ihrer primären Fauna als interglacial erkannte Schicht sich in dem Schichtenverband auf ursprünglicher Lagerstätte befindet und keine Scholle ist.

Die im Vorhergehenden zum Ausdruck gekommene Meinungsdifferenz zwischen JENTZSCH und mir ist — abgesehen davon, dass ich die Fauna von Jacobsmühle, Grünhof und Klein Schlanz nicht für primär erklären kann — die Folge einer verschiedenen Auffassung des Begriffes »interglacial«. JENTZSCH nennt die marinen Nordseeschichten interglacial, weil aus den vorhandenen Beobachtungen »ihre Ueberlagerung durch mehrere Geschiebemergel und nicht minder ihre Unterteufung durch graue Geschiebemergel bei Klein Schlanz klar hervorgeht«. Die Lagerungsverhältnisse sind an und für sich nach der obigen Auseinandersetzung besonders bei dem in Westpreussen durchgehend beobachteten, mehrfachen Wechsel von Geschiebemergeln und geschichteten Bildungen nicht massgebend; sondern eine Fauna ist nur dann als interglacial im Sinne HEER's zu bezeichnen, wenn zugleich bewiesen wird, dass ihre Existenz mit derjenigen Bildungsepoche des Diluviums zusammenfällt, in welcher sich die Gletscher der ersten Inlandeisperiode allseitig aus Deutschland zurückgezogen hatten. Dieser Nachweis ist für Ost- und Westpreussen in keiner Weise beigebracht.

Die HEER'sche Fassung des Begriffes »interglacial« ist sehr viel enger. Es empfiehlt sich, an derselben festzuhalten, da sie einmal die ältere ist und weil sie in dem beschränkten Sinne bereits auf norddeutsche Diluvialbildungen angewandt wurde.

EBERT[1]), der in der Gegend von Neuenburg in Westpreussen ein diluviales Torflager aufgefunden hat, betrachtet dasselbe als

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, XXXVII, S. 803.

interglacial, obwohl auch er nur die Lagerung zwischen zwei Geschiebemergeln als Beweis dafür angeben kann. Aus der folgenden lediglich referirenden Zusammenstellung der von JENTZSCH und EBERT gegebenen Profile geht hervor, dass, da die marine Fauna an den betreffenden Stellen als primär nicht bewiesen ist, die ursprünglichen marinen Schichten jedenfalls viel älter als die Kohle sind. Die marine Fauna ist hiernach möglicherweise altglacial[1]), wobei beachtet werden muss, dass die Lauenburger Cardiumsande nach KEILHACK[2]) unter unterem Geschiebemergel über Tertiär lagern und von ihm zu den »älteren Glacialbildungen« gezogen werden. Der Fundpunkt am Oelmühlenberg bei Heilsberg lässt sich in gleicher Weise deuten. Auch die Lagerungsverhältnisse der Kiwitter Aufschlüsse widersprechen dem nicht, wenn man annimmt, dass interglaciale Schichten hier überhaupt nicht zu Ablagerung gelangt oder durch Erosion der Gletscherwässer resp. des Eises selbst vernichtet sind, worauf die in beiden Fällen beobachtete Discordanz des oberen Geschiebemergels über den marinen Ablagerungen hinweist; zudem ist es ja klar, dass zu den Producten einer Vergletscherung nicht nur ein Geschiebemergel, sondern auch unter und über ihm liegende Sande gerechnet werden dürfen, dass z. B. über unterem Geschiebemergel lagernde Sande beim Abschmelzen des Eises der ersten Vergletscherung entstanden und also sehr wohl altglacial sein können.

Die auf Seite 231 angeführten diluvialen Diatomeenlager und Süsswasserschichten bieten ebenso wenig irgendwelchen Anhalt für eine Interglacialzeit, indem erstens ihre Lagerung zwischen zwei Geschiebemergeln noch nicht ausser allem Zweifel steht und zweitens, weil aus ihrer Fauna und Flora wie aus der marinen Fauna ein Schluss auf ein gemässigtes Klima kaum gezogen werden kann. Die beiden aus Preussen bekannten diluvialen Torflager haben bis jetzt keine oder nur unvollständige Reste geliefert.

---

[1]) WAHNSCHAFFE, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Abhandlungen zur geol. Specialkarte von Preussen etc. 1885, S. 104, u. Jahrb. d. Königl. Preuss. geol. Landesanst. für 1884, S. 280.

[2]) Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanst. für 1884, 234.

Weichselgegend. Marienwerder. JENTZSCH [1]).	Rehhof. JENTZSCH [2]).	Mewe. JENTZSCH [3]).	Garnsee. EBERT [4]).	Neuenburg. EBERT [5]).
	Geschiebemergel.		Geschiebemergel.	Geschiebemergel.
	Thonmergel.	Thonmergel.	Spathsand mit *Conchylien.*	Thonmergel. Spathsand mit *Conchylien.*
Complicirter Wechsel von Geschiebemergel, Sand oder Grand.	Spathsand mit zwei Bänken Geschiebemergel und *Conchylien.*	Geschiebemergel.	Geschiebemergel oder Complex wechsellagernder Geschiebemergel und Sandbänke. *Conchylien.*	Geschiebemergel mit *Conchylien.*
Sand stellenweise Grand. Thonmergel.	Thonmergel. Spathsand.	Spathsand, durch Mergelsand oder Wechsel von Thonmergel u. Sand bezw. Grand vertreten. *Conchylien.*	Spathsand mit *Conchylien.* Thonmergel.	Spathsand mit *Conchylien.* Thonmergel. Spathsand. *Kohle.* Geröllager mit *Conchylien.*
Geschiebemergel, unten mit *Conchylien.*		Geschiebemergel. *Conchylien.*	Geschiebemergel.	Geschiebemergel mit *Conchylien.*
Sand bis Grand. Zwei dünne Geschiebemergel mit *Conchylien.*		Spathsand in tiefem Niveau Thon-Fayencemergel. *Conchylien.*	Spathsand.	Thonmergel. Spathsand. Thonmergel. Spathsand.
		Geschiebemergel.	Geschiebemergel.	Geschiebemergel.
		Spathsand.		

[1]) Lagerung d. Nordseefauna, Jahrb. f. 1881, S. 563. [2]) Bericht, Jahrb. f. 1883, S. LXV. [3]) Bericht, Jahrb. f. 1883, S. LXVII. [4]) Bericht, Jahrb. f. 1884, S. CIII. [5]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, XXXVII, S. 803. Nach JENTZSCH, Jahrb. f. 1884, S. 503, schliesst sich an diese Schichtenfolge ein Bohrloch in Stargardt an mit drei Geschiebemergeln, von welchen der oberste dem vierten der Tabelle entsprechen soll.

Als feststehend ist augenblicklich nur zu bezeichnen, dass während der Bildungsepoche der unterdiluvialen (im BERENDT'schen Sinne) Ablagerungen ein Meeresarm bis in das Herz Ostpreussens gereicht hat und dass daneben aber auch Süsswasserbecken existirt haben, wie JENTZSCH bereits mehrfach ausgeführt hat. Die Entscheidung, wie die genaue Altersfolge dieser verschiedenartig charakterisirten Schichten gewesen ist, ob sie als alt-, interglacial oder einzelne gar als präglacial aufzufassen sind, bleibt der Zukunft vorbehalten.

Gerölle in und auf der Kohle von Steinkohlenflötzen, besonders in Oberschlesien.

Von Herrn **Ch. E. Weiss** in Berlin.

Die merkwürdige sporadisch beobachtete Erscheinung, dass Gerölle verschiedener Gesteine mitten in der Kohle eines Steinkohlenflötzes gefunden worden sind, eine Erscheinung, welche schon wegen ihrer Seltenheit etwas Auffallendes hat, ist neuerlich wieder mehrere Male Gegenstand der Wahrnehmung und Erörterung geworden. In einer Abhandlung von D. Stur, »über die in Flötzen reiner Steinkohle enthaltenen Stein-Rundmassen und Torf-Sphärosiderite« (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien 1885, S. 613) wird Kenntniss von mehreren neuen Vorkommen dieser Art in Oesterr.-Schlesien gegeben und werden zugleich zwei der schon früher bekannten aus Deutschland ebenfalls näher untersucht. Einige andere Funde werden von Gresley aus England gemeldet und neue aus Oberschlesien werden in diesen Zeilen Erwähnung finden.

Weil Herr Stur nicht glaubt, die Stücke als Gerölle oder Geschiebe ansehen zu dürfen, wählt er jene Bezeichnung »Rundmassen«, auch »Rundstücke« und polemisirt wiederholt gegen einen weiten Transport derselben, ohne indessen ihre Uebereinstimmung mit gewissen Gesteinen zu ignoriren, soweit sich dieselbe festsetzen liess. Nach seiner Zusammenstellung, die übrigens ausser den neuen Funden in Oesterr.-Schlesien nur die schon früher von

Römer aufgezählten Vorkommen enthält, sind Stücke von folgenden Stellen bekannt geworden.

I. Von Dombrau in Oesterr.-Schlesien, in der Oberbank des Eugenflötzes, 5. Abtheilung der Ostrauer Schichten:

1) Vom Ansehen eines flaserigen Gneisses, durch grössere Feldspäthe porphyrartig, mittelkörniges Gemenge vorwiegend von Quarz und zersetztem Feldspath, sparsam Magnesiaglimmer, vereinzelt Turmalin und Zirkon (mikroskopisch) und feinvertheilte Kohle auf Klüften; 2,16 Kilogramm an Gewicht, bis 17 Centimeter messend.

2) »Breccienartig-granitisches Gestein« (?), mikroskopisch zweierlei Feldspath und Glimmer, in Chlorit umgewandelt, kein Quarz, reichlich Apatit; 3,12 Kilogramm schwer, 10 Centimeter Durchmesser.

3) Aehnlich dem Gestein von Kattowitz No. 8, feinkörniger Gneiss mit Parallelstructur, Biotit zersetzt, Muscovit radialstrahlig, Neubildungen, vielleicht Epidot, wog 1,29 Kilogramm. Fundstelle nicht genau festgesetzt.

4) Mikro-Pegmatit, im Ansehen an rothen Hallstädter Marmor erinnernd, in Dünnschliffen körniges Gemenge von Quarz und Feldspath, Glimmer zweifelhaft, Epidot selten; grubig, kleines Bruchstück.

II. Von Polnisch-Ostrau in Oesterr.-Schlesien, aus dem Josephiflötz der Ostrauer Schichten:

5) Der Beschreibung nach wohl ein Granitporphyr (»grobes porphyrisches Gestein«), enthält grosse Orthoklase in körniger Grundmasse von Quarz und Feldspath, sowie reichlich Biotit, auch Zirkon. Kohlschwarze eckige Partikel, wohl Kohle, zum Theil an Turmalin erinnernd. Gewicht 0,84 Kilogramm, bis 12 Centimeter lang.

6) Typischer Quarzporphyr mit schwarzem Glimmer, wog 0,41 Kilogramm, grösste Dimension 9 Centimeter.

III. Von Kattowitz in Oberschlesien, im Carolinenflötz der Hohenlohehütte, durch Römer 1864 und 1884 beschrieben:

7) Gneissgranulit, dem Gestein des folgenden Stückes ähnlich, viel tiefbrauner Glimmer, auch Schwefelkies; 1,9 Kilo-

gramm, bis 17 Centimeter lang. Römer hatte noch zwei kleinere Stücke erhalten.

8) Typischer Granulit mit Parallelstructur, kleinkörnig, Feldspath vorwaltend, z. Th. Mikroperthit, Granat lichtroth, nicht reichlich, etwas Schwefelkies. Das grösste bekannt gewordene Stück von 55 Kilogramm Gewicht, 50 Centimeter lang, 35 Centimeter breit, 20 Centimeter dick, linsenförmig mit abgerundeter Kante, die durch eine schwach vertiefte Rinne von der übrigen Masse abgetrennt ist.

IV. Aus Steinkohle der Hoymgrube bei Rybnik in Oberschlesien wird

9) ein faustgrosses Geschiebe erwähnt, welches sich im Besitze des Herrn Dr. Mikolayczak in Tarnowitz befindet; es wurde schon von Römer citirt (s. unten).

V. Bei Witten a. d. Ruhr kam in einem Flötze der Grube Frischauf ein Geröll vor, das Nöggerath 1861 beschrieb:

10) Quarzit, von Stur wieder untersucht, mit seltenem Glimmer, Turmalin und Granat, häufiger Zirkon, kindskopfgross.

VI. Aus England ist bekannt durch Phillips:

11) Quarzit, bei New-Castle und

12) harter Sandstein, bei Norbury vorgekommen.

VII. Aus Amerika, von Dana citirt:

13) Quarzit aus Ohio, Nelsonville-Flötz; hielt 12 und 17 engl. Zoll Durchmesser.

14) Quarzit aus Tennessee, Coal-Creek.

Die näher untersuchten Funde aus dem Ostrauer Gebiete wurden durch die Herren v. Wurzian und Andrée gemacht, Baron v. Foullon untersuchte sie mikroskopisch, auch Zirkel bestätigte diesen Befund.

Ausser den vorstehenden Fundorten solcher Geschiebe sind zunächst noch englische zu verzeichnen.

Schon Bonney beschrieb (worauf Herr Kidston in Stirling mich aufmerksam machte) ein solches Vorkommen (on the occurence of a Quarzit boulder in a Coal-seam in South-Staffordshire. Geol. Magaz. London 1873 p. 289). Dasselbe besteht, wie die vorher aus England aufgeführten, aus

15) gemeinem Quarzit von 19 engl. Zoll Länge und Breite, 4 Zoll grösster Dicke, ist 13 Pfund $13^1/_2$ Unzen schwer.

Neuerlich jedoch hat Gresley über solche Vorkommen berichtet (Geol. Mag. London 1885, Decbr. S. 553), wovon F. Römer (in Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. Febr. 1886 S. 58) eine auszugsweise Uebersetzung geliefert hat. Danach schliessen sich an obige noch folgende Beispiele an:

16) Eine Gruppe von 5 Geröllen im Lount Nether-Flötze der Coleorton-Kohlengrube in Leicestershire, 1883 gefunden, 20 Zoll unter der oberen Grenze des Flötzes, das $4^1/_2$ Fuss mächtig ist. Vier lagen näher beisammen in einem Raume von 20 Yards, das fünfte etwa 500 Yards davon entfernt. Grösse und Gewicht der Gerölle schwankt zwischen $2^1/_2$ und 7 Zoll Länge und zwischen $^1/_2$ und $11^3/_4$ Pfund Gewicht. Das Gestein ist fester hellgrauer Quarzit, wie auch die mikroskopische Untersuchung bestätigte, und zwar gleicht es ganz dem Gesteine der in dem Benter Sandsteine von Staffordshire vorkommenden Quarzitgerölle. Das Kohlenflötz hat an der Fundstelle viele plötzliche Unterbrechungen der Gleichmässigkeit erlitten, sein Dach ist veränderlich und deutet auf rasch und heftig fliessende Strömungen; nicht weit davon befindet sich eine ungewöhnlich breite Verwerfung, mit welcher der Verfasser sich das Vorkommen der Gerölle in Zusammenhang denkt, obschon er als wahrscheinlich die Vorstellung vom Transport durch Bäume citirt.

17) In einer Kohlengrube in Shropshire wurde ein in Wasser abgerolltes Geschiebe Bleiglanz auf der oberen Fläche eines Flötzes gefunden.

18) Derbyshire, Church Gresly-Kohlengrube, ein Geröll von hartem Sandstein, 10 Zoll lang, 6 Zoll dick, in einer Thonschicht unter dem Flötze »Little coal«. Auch im Jahre 1885 fanden sich hier wiederum 4—5 kleine Quarzitgerölle.

Die folgenden 3 Citate erscheinen nicht ganz sicher:

19) Nord-Staffordshire, 2 grosse abgerundete Geschiebe in der Kohle. Report of the British Association 1845 p. 42 (?).

20) Nach De la Beche auch in Süd-Wales. Memoir of the Geol. Surv. of Britain, vol. I p. 194.

21) Im Forest of Deam Coal-field nach Buddle, Trans. Geol. Soc., 2 ser., vol. VI p. 217.

22) Zahlreichere Geschiebe im Kohlengebirge von Lancashire und Cheshire, vergl. Transact. of the Manchester Geol. Soc., vol. XIII p. 141 (Quarzit in der Kohle, nach Plant) und vol. XIV p. 373 (nach Grimshaw und Dickinson).

Auch in Deutschland, nämlich in Oberschlesien, sind neuerlich einige weitere Funde gemacht worden: von Herrn Dr. Mikolayczak auf der Florentinegrube bei Beuthen, dagegen auf der Charlottegrube bei Czernitz von den Beamten der Grube zwar analoge Vorkommen, aber nicht in der Kohle selbst. Ueber diese Funde habe ich bereits in der März-Sitzung von 1886 der Deutschen geolog. Gesellschaft berichtet, und sie werden in diesen Zeilen etwas näher beleuchtet werden. Zuvor jedoch möge die Darstellung von Stur über die von ihm untersuchten Körper einige Erörterung finden.

Stur in seinem citirten Aufsatze hat verschiedene Bedenken, welche ihn hindern, die verbreitete Ansicht, dass in diesen Körpern wirklich Gerölle vorliegen, zu theilen. Vor Allem erscheint ihm das »colossale Gewicht« solcher Stücke wie das 55 Kilogramm wiegende vom Carolinenflötze (oben No. 8) unvereinbar mit der Vorstellung eines Transportes durch schwimmende Bäume, in deren Wurzelgeflecht diese Gerölle festgehalten wurden und welche den Körper erst nach langer Reise fallen liessen. Denn dies ist etwa der Erklärungsversuch, den man bisher seit Phillips herangezogen hatte, um das Auftreten mitten in der ungestörten Kohlenschicht zu erklären. Nun scheint indessen ein Gewicht selbst von mehreren Centnern durchaus nicht zu hoch, um einen solchen Transport zu ermöglichen; es gab sicher damals Bäume, gross genug, um solche Lasten im Wasser zu tragen ohne zu sinken. Und es wird auch nicht gerade nothwendig das Wurzelgeflecht gewesen sein müssen, welches solche Steine festhielt und forttrug, auch in den dichten Zweigen können sie, wenn sie einmal zwischen dieselben gerathen waren, etwa an steilem Ufer auf vorübertreibende Bäume fallend, festgeklemmt lange sich gehalten haben. Es ist auch durchaus nicht anzunehmen, dass stark fluthende

Ströme den weiteren Transport besorgt hätten, sondern das Treibholz, welches jene Stämme darstellen, gelangte schon bei schwachen Strömungen, möglicher Weise auch vorwärts getrieben durch Winde, allmählich in weite Ferne und zuletzt dahin, wo es selbst deponirt blieb, nachdem es vielleicht schon zuvor oder doch dann an diesem Endziele seiner Fahrt, mürbe geworden, die zu schwer gewordene Fracht hatte sinken lassen. Das ist ein sehr ruhiger Vorgang, von stark strömenden Flüssen und anderen heftigen Strömungen wird dabei nichts erforderlich.

Die Oberfläche der Gerölle ist meist geglättet, aber wenn sie auch etwas rauh gefunden wird, indem z. B. die kleinen Granaten der Granulitgeschiebe hervortreten und nicht ganz abgeschliffen erscheinen, so wird dies bei Einwirkung von Verwitterung leicht erklärlich und giebt keinen Grund gegen ihre Geröllnatur.

Endlich ist auch der Umstand, dass eine Anzahl der untersuchten Stücke schwarze Partikelchen enthält, welche nach Stur zwar Aehnlichkeit mit Turmalin haben, jedoch für Kohle anzusehen sein würden, sowie dass solche Gerölle im Querbruch bis zu gewisser Tiefe vom Rande her dunkel erscheinen, indem sie von offenbar bituminöser Substanz imprägnirt sind, für solche Körper, die lange in modernden organischen Massen wie die zu Kohle sich umbildenden Pflanzenmassen gelegen haben, im Geringsten nicht unerklärlich. Es wäre sehr zu verwundern, wenn solche Jauche nicht die in sie gerathenen körnigen Steine allmählich durchzogen hätte. Auf den Gehalt aber an Kohle müssen wir noch zurückkommen.

Das Auffällige, welches die Erscheinung hat, oft recht ansehnliche Gerölle mitten in einer Schicht auftreten zu sehen, welche alle Anzeigen eines ruhigen Absatzes an sich trägt, führte nun Herrn Stur einer gänzlich abweichenden Ansicht über die Natur dieser Gerölle zu. Er vergleicht sie nämlich jenen theils in der Kohle, theils zwischen den Kohlenflötzen vorkommenden runden Concretionen von Calcium-, Magnesium- und Eisencarbonaten, welche in England, in Westphalen, und in Oesterr.-Schlesien gefunden sind und structurtragende Pflanzentheile einschliessen, indem er sich vorstellt, die obigen »Steinrundmassen« seien

»Pseudomorphosen« nach diesen von ihm sogenannten »Torf-Sphaerosideriten«. Freilich sagt der Verfasser einmal: »mit vollem Ernste kann man heute allerdings diese Ansicht nicht verfechten wollen«, allein der ganze übrige Theil seines Aufsatzes ist ein Verfechten dieses neuen Standpunktes.

Natürlich giebt es keine Uebergänge von der Substanz der Gesteine in die der Carbonate. Nur eine mehr oder weniger gleichzeitige Ausscheidung von Quarz und jene der Carbonate in den Concretionen ist manchmal nachweisbar. Aber weder ist diese Mineralbildung eine Verdrängung der Carbonate durch Quarz, noch hat jene nach Rumpf citirte und von ihm entdeckte Bildung von Andesinkrystallen in Trifailer Braunkohle in Steiermark, welche Stur als Beweis der Möglichkeit secundärer Feldspathbildung in Kohlenablagerungen heranzieht, etwas mit der obigen Pseudomorphosen-Idee gemein. Ausserdem hat der Autor jener Hypothese dafür nur noch den Umstand anzuführen, dass in Rakonitzer Steinkohle alle Klüfte mit weissem Kaolin erfüllt sind.

Nach alledem kann ich nur an der Erklärung obiger »Rundmassen« als Gerölle festhalten, und wenn noch irgend eine weitere Bestätigung dieser Auffassung nöthig wäre, so müsste dieselbe in der grösseren Verbreitung, welche die Erscheinung besitzt, in der Mannichfaltigkeit der Massen, woraus diese Gerölle bestehen, unter denen sogar Bleiglanzgerölle sich befinden (*teste* Gresley) und in einer nachweisbaren Abhängigkeit der Natur der Gerölle von den in älteren benachbarten (manchmal ziemlich entfernten) Gebirgsmassiven auftretenden Gesteinen gefunden werden. Dieser Nachweis kann in der Hauptsache wirklich beigebracht werden; indessen werden zu diesem Zwecke erst noch diejenigen Vorkommnisse zu besprechen sein, welche ich selbst näher zu untersuchen Gelegenheit hatte.

Herr Dr. Mikolayczak in Tarnowitz hat die Güte gehabt, mir zwei derartige Funde zu senden und bis auf einen Theil des Steines von der Hoymgrube der geologischen Landesanstalt zu überweisen. Seine hinzugefügten Bemerkungen belehren bereits vollkommen über das, was in beiden Fällen das Wichtigste ist.

Das erste Stück ist das oben unter No. 9 genannte aus der Kohle des Ostenflötzes der Hoymgrube bei Birtultau bei Rybnik, gesammelt von Herrn Berginspector BRENDEL. Es ist abgerundet, flach elliptisch, 230 Gramm schwer, 7 Centimeter lang, 6 breit, $3\frac{1}{2}$ dick. Es ist äusserlich rauh, von noch ansitzender Kohle schwarz, an einer Stelle befindet sich auch ein vorstehendes Stück Schieferkohle. Es ist körnig, besteht vorwaltend aus Quarz, Feldspath (meist verwittert) und lichtrothem Granat, dazu etwas Glimmer und ist ein echter Granulit mit Parallelstructur. Der mikroskopische Befund bestätigt diesen mineralischen Bestand und weist noch das Vorhandensein schwarzer, fast opaker Körper nach, die zum Theil im Granat eingewachsen und von sechsseitigem Umriss sind, neben anderen von kurz säulenförmiger Gestalt oder ganz unregelmässigen Formen. Sie scheinen, zum Theil wenigstens, Turmalin zu sein, da sie trotz geringer Durchscheinenheit polarisiren, dagegen ihre anscheinend regulär sechsseitigen Schnitte kaum oder nicht polarisiren.

23) Das zweite Stück ist ein Bruchstück eines grösseren Geschiebes, das in einer Richtung noch 19 Centimeter misst, 3955 Gramm wiegt und wohl höchstens $\frac{1}{4}$ der ursprünglichen Masse darstellt. Es wurde von Dr. MIKOLAYCZAK 1885 auf der Halde der Florentinegrube bei Beuthen gefunden und soll aus dem Sattelflötz stammen. Der äussere Theil seiner Oberfläche ist gerundet, rauh, von Kohle geschwärzt, die auch zum Theil noch anhaftet. Der Querbruch lässt am Rande das Eindringen der kohlig-bituminösen Substanz an der Färbung erkennen: das im Ganzen fleischrothe bis graue Gestein ist am äussersten Rande bis 3—4 Millimeter tief grauschwarz und bis 14 Millimeter tief lichter grau gefärbt, auf Klüften dringt die Färbung noch weiter ein. Das Gestein ist ebenfalls Granulit, körnig, zum Theil gröber als das vorige, Quarz, Feldspath (oft zersetzt), weniger reichlich Granat, wenig Glimmer und hie und da Graphit. Bezüglich des Letzteren schreibt Herr Dr. MIKOLAYCZAK: »ein Theil dieses Geschiebes zeigt eine gröbere Structur und enthält ausser den genannten Gemengtheilen noch Graphitblätter und bildet somit den Uebergang in den Graphitgneiss«. Dieser Graphit bildet bis 8 Millimeter

lange metallglänzende Blätter, welche zwischen die Gemengtheile eingeklemmt liegen und zwar im Dünnschliff anscheinend auf Spalten, welche leer sind, was indessen in der Anfertigung des Präparates seinen Grund haben mag. Dass diese Blätter Graphit sind, wurde auch durch das Löthrohr nachgewiesen, die Blättchen schreiben auf Papier. Durch sie mag sich übrigens auch sonst ein Gehalt an »Kohle« in solchen Geröllen erklären, wo man deren Vorhandensein vermuthet hat, wie oben angeführt. Die Vertheilung des Graphites in der Gesteinsmasse ist unregelmässig, eine Stelle ist besonders bevorzugt, an anderen Stellen findet sich nichts davon. Der angefertigte Dünnschliff zeigt u. d. M., dass der Feldspath schon ziemlich angegriffen ist, er zeigt auch fleckige Polarisation, dabei ist nicht selten Kalkspath als Zersetzungsprodukt zu sehen, sowie eine Menge braune bis halbopake fast staubartige Körper, die anderen Zersetzungsprodukten angehören mögen. Andere Mineralien fanden sich nicht. Parallelstructur besitzt das Gestein deutlich in der Anordnung der Quarz- und Feldspathkörner ausgesprochen, indess deutlicher unter der Lupe als mit blossem Auge zu sehen.

Von jenem grossen unter No. 8 oben aufgeführten Granulitgeröll von der Carolinengrube hatte Herr Geh. Rath Römer die Güte, einige Fragmente zu schicken, aus denen auch ein Dünnschliff gefertigt wurde. Die Aehnlichkeit des Gesteins mit den vorher beschriebenen ist danach gross, nur wurde nichts von Graphit wahrgenommen, dagegen schwarze opake Körnchen, wie beim Rybniker Gestein. —

Zu diesen Funden gesellen sich nun jene, welche ich im Jahre 1885 in Oberschlesien erhielt. Auf der Charlottegrube bei Czernitz wurden mehrere dieser Körper aufbewahrt und mir von Herrn Director Köhler gezeigt, später der geologischen Landesanstalt übersendet. Es liegen mir jetzt vier dieser Gerölle vor, die zwei verschiedenen Gesteinen angehören und über deren Vorkommen ich Herrn Köhler diesbezügliche Angaben verdanke.

Danach bildet das Eleonoreflötz eins der hangendsten der Charlottegrube, es ist 1,6 Meter mächtig und wird von Schieferthon überlagert, zunächst von 8 Centimeter mildem Schiefer, dem

dann etwa 4 Meter fester Schieferthon folgen. In der milden 8 Centimeter starken Schicht liegen die Gerölle, so zwar, dass noch eine schwache, bis 2 Millimeter starke Bettung von Schieferthon zwischen Flötz und Geröll bemerklich ist und ragen diese auch über die schwache milde Schicht in den festen Schieferthon hinein.

Obschon also dieses Vorkommen die Gerölle nicht in der Kohle selbst, sondern im unmittelbaren Hangenden zeigt, ist es doch den übrigen anzureihen, nicht allein wegen dieser grossen Nähe des Kohlenflötzes, sondern insofern die Gerölle sich in einer Schicht von gleich ruhigem Absatz wie die Kohle als ganz fremdartige Körper sich befinden und endlich wegen der Gleichartigkeit der die Geschiebe bildenden Gesteine mit anderen oberschlesischen aus der Kohle selbst.

24—26) Drei Exemplare sind Granulit, das eine, 24) grössere ist 2945 Gramm schwer, 24 Centimeter lang, 12 breit, $6^1/_2$ dick, 25) das zweite wiegt 835 Gramm, ist $10^1/_2$ Centimeter lang, $8^1/_2$ breit, 6 dick, 26) das dritte wiegt 532 Gramm, ist 10 Centimeter lang, $8^1/_2$ breit, $4^1/_2$ dick.

Die Form ist echte abgerundete Geschiebeform, das No. 24 ist länglich, die anderen rundlicher; ihre Oberfläche ist überall glatt, kohliger Schieferthon haftet stellenweise noch an ihnen, zum Theil auch Schwefelkieskruste. Das Gestein bei allen drei Stücken ist noch recht frisch von Ansehen, mehr als das der übrigen oberschlesischen Funde, stimmt aber mit diesen sehr nahe überein. Der Feldspath ist zum grossen Theil so stark durchscheinend und fast farblos, dass er auf den ersten Blick fast wie Quarz, das Ganze wie ein granatführender Quarzit erscheint, und dass der Feldspath erst an seinem blätterigen Bruche erkannt wird. Granat reichlich, lichtroth bis dunkler. Die Parallelsructur ist an dem kleinsten Stücke (26) am meisten ausgesprochen. Auch Dünnschliffe des ersten und dritten Stückes sind ganz übereinstimmend und zeigen ziemlich viel kleine braune Glimmerblättchen, wenig von jenen schwarzen fast opaken Körpern. Der Gehalt an Kalkspath ist sehr gering.

27) Ein Geröll von 4300 Gramm Gewicht, 22 Centimeter lang, 15 breit, 10 hoch ist abweichend von den übrigen, gerundet,

aber mit weniger vollkommen abgeglätteten stumpfen Kanten. Die Oberfläche ist aber glatt, obschon nicht alle Vertiefungen derselben ausgeglichen sind. Das Gestein ist eigenthümlich und wohl am richtigsten als ein sehr feinkörniger, fast dichter Gneiss, vielleicht Granulitgneiss, zu bezeichnen. Es ist dunkelgrau, Quarz und Feldspath sind in reichlichster Menge, aber in kleinen Körnchen vorhanden, Granat fehlt nicht, tritt aber zurück und ist in seinen rothen Körnchen in der Grundmasse vertheilt, weisser Glimmer ist in kleinen Blättchen reichlich eingewachsen, im Dünnschliff u. d. M. sieht man fast noch mehr grüne chloritische Blättchen, wie die so häufige grüne Zersetzungssubstanz in krystallinischen, besonders Augitgesteinen. Plagioklas ist nicht gerade selten. Schwefelkies ist hie und da, Kalkspath vielfach vertheilt. Die Parallelstructur ist im Schliff erkennbar, aber tritt sehr zurück, es finden sich dagegen dunklere rundliche Concretionen, worin besonders die dunkleren braunen und grünlichen Substanzen angehäuft sind.

Die obigen Thatsachen geben zu einigen Bemerkungen und Folgerungen Anlass.

Wenn man die Erklärung der Gerölle vermöge Transportes durch Bäume annimmt, so wird man in die Vorstellung von Treibholz versetzt und kann dahin gelangen, die Kohlenmassen von solchem transportirten Material überhaupt, statt von Pflanzen, die an Ort und Stelle wuchsen, abzuleiten, welch' letztere Vorstellung gegenwärtig wohl die allgemeinere sein dürfte. Aber in der That wird man nicht nöthig haben, sich des Vortheils jener Erklärung zu begeben, indem man die Möglichkeit der theilweisen Zuführung fremden kohlenbildenden Materiales durch Treibholz leugnete, welches jene steinernen Gäste ab und zu mit gelandet hat. Immerhin bleibt die Zufuhr das untergeordnete Phänomen; Zugänge aber aus dem offenen Meere in die von der Steinkohlenflora occupirten Gebiete müssen auch dort vorhanden gewesen sein, wo wir solche Zeugen finden, die Wanderungen, selbst weite Wanderungen der Massen in damaliger Zeit durch die niedergelegten Marksteine bekunden.

Schalten wir hier eine Betrachtung mehr localer Art ein, nämlich über die engere Zeitperiode, in welche der Absatz der Gerölle des oberschlesischen und österr.-schlesischen Vorkommens fällt. Die Funde von Dombrau und Ostrau in Oesterr.-Schlesien sind in sogenannten Ostrauer oder Waldenburger Schichten gemacht, welche der Sagenarienstufe der Steinkohlenformation entsprechen. Und in derselben ist es nach Stur die fünfte oder oberste Abtheilung dieser Stufe, darin sogar der oberste Theil der Flötze, worin die Gerölle liegen. — Ein Gleiches gilt von Rybniker und Czernitzer Funden in Oberschlesien, auch hier ist es der obere Theil der Ostrauer Schichten, worin die Vorkommen bekannt geworden sind, wenn auch eine strenge Identificirung der Fund-Flötze noch nicht möglich ist. — Und in dem nördlichsten Vorkommen bei Kattowitz und Beuthen bergen die Sattelflötze die Gerölle, welche, wie jetzt anzunehmen ist (vergl. die Abhandl. des Verf. über die Stellung dieser und der Rybniker Schichten, dieses Jahrb. S. 119) nahe der oberen Grenze der Ostrauer Schichten stehen.

Daraus würde für Ober- und Oesterr.-Schlesien eine ungefähr gleichzeitige oder doch in nicht sehr weite Zeitgrenzen zu fassende Beförderung der Gerölle folgen.

Man wird zuletzt auch noch die Frage sich vorzulegen haben, woher jene Gerölle stammen und ob über ihren Transport sich Wahrscheinliches vermuthen lasse.

Die Natur der gefundenen Gerölle ist im Einklang damit, dass in den nächst gelegenen älteren Gebirgen solche oder verwandte Gesteine, wie die sind, welche die Gerölle bilden, auftreten. Quarzit und Sandstein in den rheinischen, englischen, amerikanischen Vorkommen verweist auf die benachbarten grösseren Gebirge, wenn auch die Ursprungsstelle weit genug entlegen gewesen sein kann. In dem unter No. 16 aufgeführten Beispiele hat man in der Aehnlichkeit des Quarzites einen Anhalt für die muthmassliche Herkunft desselben gefunden. Für die oberschlesischen Vorkommnisse dürfte eine solche Herleitung ebenfalls zu ermöglichen sein.

Dass dieselben aus dem grossen Massiv von altkrystallinischen Silicatgesteinen von Böhmen stammen, das sich noch über ansehnliche Theile der Nachbarländer Sachsen, Schlesien, Mähren etc. erstreckt, dürfte wohl sehr wahrscheinlich erscheinen. Ausserdem würde man höchstens das Zobtengebirge in Schlesien als eine Ursprungsstelle der fraglichen Gerölle betrachten können; indessen kommt dort kaum Granulit vor, wenigstens ist das mir unter diesem Namen vorliegende Gestein von dort wohl ein Gneiss, aber nicht Granulit zu nennen.

Der Umstand, dass die Mehrzahl der in Oberschlesien in der Kohle oder nahe der Kohle gefundenen Gerölle aus Granulit besteht, ist geeignet einen Fingerzeig zu geben. Denn Granulite sind an gar manchen Punkten jenes grossen Massivs bekannt, die klassischesten in Sachsen, andere im Egergebiet, am Böhmerwald, in Schlesien seltener, in Mähren etc. Als nächst gelegene würden die beiden letzteren Gegenden in Betracht zu ziehen sein. Im Eulengebirge Schlesiens ist das Vorkommen des Granulits zwar schon bekannt, aber selten; doch hat in neuerer Zeit Herr Dr. Dathe denselben an einigen anderen Stellen nachgewiesen, so dass seine Verbreitung nicht ganz so beschränkt zu sein scheint. Indessen ist die Aehnlichkeit des Gesteins der oberschlesischen Gerölle mit diesem Eulengebirgischen nicht gross und der Annahme einer Zusammengehörigkeit derselben nicht günstig. Auch aus dem mährischen Theile des grossen böhmischen Massivs fehlt es mir zur Zeit an genügend ähnlichen Gesteinen, um hierauf die Abstammung der Gerölle gründen zu können. Herr Prof. Makowsky in Brünn hatte die Güte, mir Gesteinsproben aus der Gegend westlich Brünn zu senden, nämlich von Oslawan unweit Namiest, sowie von Rozinka, 3 Meilen nördlich Namiest an der böhmisch-mährischen Grenze, während die hiesige Universitätssammlung auch ein angeschliffenes Stück von Namiest selbst besitzt, das mir zur Vergleichung durch Herrn Prof. J. Roth geliehen wurde. Alle diese Gesteine sind im Ansehen noch immer abweichend von dem der oberschlesischen Gerölle durch grösseren Gehalt an Feldspath, lichtere Färbung, zum Theil einen etwas höheren Grad von

Parallelstructur und sind nach Makowsky auch geognostisch dem Gneisse als locale Ausbildung eng verbunden, was besonders bei dem von Rozinka gelten mag. Allein dennoch ist diese Differenz nicht so gross, dass man nicht glauben dürfte, dass weit ähnlichere Gesteine in der dortigen Gegend bei aufmerksamem Nachsuchen sich finden könnten. Eine weitere Abweichung der obigen mährischen von den oberschlesischen Granuliten ist, dass jene oft Cyanit führen, der diesen fehlt; der von Namiest ist zwar frei von Cyanit, enthält aber dafür mehr Glimmerlagen. Es müssten also an beiden Orten weitere Funde von noch grösserer Uebereinstimmung gemacht werden, ehe man die einen von den anderen auf Grund petrographischer Untersuchung wirklich ableiten könnte. Doch ist die Hoffnung, diese Lücke zu ergänzen, nicht aussichtslos. Freilich könnte auch der Fall vorliegen, dass gerade das (locale) Vorkommen des Granulites, welches jene Gerölle lieferte, gegenwärtig gänzlich verschwunden sei. Ein weiteres Nachforschen in den mährischen Gebirgen würde übrigens natürlich nicht blos auf den Granulit, sondern auch die übrigen, zum Theil recht eigenthümlichen Gesteine sich zu richten haben, welche in den Geröllen der Kohle von Ostrau, Dombrau und Czernitz zum Vorschein gekommen sind.

Die beachtenswertheste Thatsache, um einen Anhalt für die Ableitung unserer oberschlesischen Gerölle in der Kohle zu gewinnen, ist in der geographischen Lage ihrer Fundpunkte enthalten. Wenn man auf einer Karte sich die 3 Paare von Fundstellen notirt: Florentinegrube südlich Beuthen und Carolinegrube nördlich Kattowitz als nördlichste, Hoym- und Charlottegrube bei Czernitz als mittlere, endlich Ostrau und Dombrowa als südlichste Punkte, so liegen dieselben im Allgemeinen auf einer ziemlich geraden Linie von Nordost nach Südwest, welche ungefähr 70 Kilometer Länge beträgt. Diese Linie verweist in ihrer südwestlichen Verlängerung in die Gegend von Brünn in Mähren, von wo, namentlich von Namiest westlich Brünn, wenigstens Granulit schon längst bekannt ist und in der That dieses Gestein nach Makowsky eine grössere Verbreitung besitzt. Die Entfernung von Namiest

und Ostrau beträgt etwa 170 Kilometer und gerade diese grössere Länge des Weges macht eine, übrigens geringe, Abweichung von der Richtung nach Beuthen erklärlich.

Wenn also auch in dieser Lage der angegebenen Punkte kein feststehender Beweis für den Transport der Geröllstücke aus SW. nach NO. auf so lange Strecke gegeben ist, so wird die Möglichkeit doch eine naheliegende, dass in dieser Richtung längere Zeit treibende Bäume, mit Steinlasten beladen, weit über 200 Kilometer hinaus fortgeführt worden sind, ehe die Lasten sanken. Von der künftigen, vollständigeren petrographischen Erforschung der im grossen böhmischen Massiv vorhandenen krystallinischen Gesteine und ihrer Vergleichung mit denen der obigen Gerölle ist die weitere Kritik der hier angedeuteten Vorstellung abhängig.

Die Entstehung der Lösspuppen in den älteren lössartigen Thonablagerungen des Werrathales bei Meiningen.

Von Herrn **W. Frantzen** in Meiningen.

(Hierzu Taf. VI.)

In den jetzt gebräuchlichen Lehrbüchern der Geologie findet man die bekannten Lösspuppen zu den Concretionen gestellt, also zu Gebilden, welche man sich »durch Concentration einer oder mehrerer vom Gesteine verschiedener Mineralsubstanzen nach einem Punkte« gebildet vorstellt. Bei der Erklärung der Entstehung der Concretionen wird also an eine Wanderung eines Theiles der in der Lagerstätte vertheilten Stoffe nach bestimmten Centren hin gedacht, und einem solchen Vorgange entsprechend angenommen, dass sich das Innere der Concretionen zuerst, das Aeussere zuletzt gebildet habe. Der Hohlraum im Inneren der Concretionen wird von mehreren Autoren als eine Folge der »Austrocknung« derselben betrachtet.

Ich muss gestehen, dass mir diese Concretionstheorie in ihrer Anwendung auf die Lösspuppen keineswegs ganz durchsichtig erscheint und zu manchen Bedenken Veranlassung giebt.

Man begreift nicht, welche Kraft einen Theil des im Löss enthaltenen kohlensauren Kalks gezwungen haben könnte, sich nach wenigen bestimmten Punkten hinzubewegen und sich gerade dort zu concentriren. Man findet keineswegs in den Lösspuppen

einen fremden Körper, etwa eine kalkhaltige Versteinerung, wie in manchen anderen sogenannten Concretionen, welchem man eine Anziehungskraft auf den kohlensauren Kalk, sei es nun gleich bei dem Absatze der die Lösspuppen einschliessenden Lagerstätte, sei es nach Bildung derselben im Laufe der Zeiten zutrauen könnte; im Gegentheil sind die Lösspuppen im Inneren gewöhnlich sogar hohl und zersprungen. Auch versteht man es nicht recht, in welcher Weise in einer bereits fertig gebildeten, hauptsächlich aus kohlensaurem Kalk, kohlensaurer Magnesia, Sand und Thon bestehenden Masse, Sand und Thon von der Stelle, an welcher sich in der Puppe der Kalk anreicherte, fortgerückt worden sein könnten.

Ferner scheint mir auch die Erklärung des Hohlraums in den Puppen durch einfache Austrocknung der Substanz derselben wenig mit ihrer Beschaffenheit überein zu stimmen. Manche Lösspuppen bestehen augenscheinlich fast ganz aus kohlensaurem Kalk, vielleicht in Verbindung mit mehr oder weniger kohlensaurer Magnesia, enthalten aber trotzdem oft grosse Hohlräume. Es ist dies aber kein Material, welches in irgend erheblichem Maasse beim Trocknen schwindet.

Auch dann, wenn die Lösspuppen in ihrer Masse Thon enthalten, kann man die Hohlräume nicht auf Rechnung desselben setzen, dazu sind dieselben gewöhnlich viel zu gross. Endlich steht die oben angegebene Erklärung der Entstehung des Hohlraums in den Lösspuppen mit der Thatsache in Widerspruch, dass in ein und derselben Lagerstätte Puppen liegen, welche völlig dicht sind, während andere kleine und grosse Hohlräume in mannichfaltigster Abstufung der Grösse enthalten.

Diese Erwägungen veranlassten mich, bei einer im Jahre 1885 aus anderen Gründen vorgenommenen Revision der in der Umgegend von Meiningen in verschiedenen Niveaus über der Thalsohle der Werra und ihrer Nebenflüsse vorkommenden thonig-mergeligen Ablagerungen den an einigen Orten darin steckenden Lösspuppen besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden. Das Resultat der Untersuchung war ein sehr unerwartetes: dass die Lösspuppen der hiesigen Gegend in der Hauptsache nichts anderes, als

Muschelkalkbrocken sind, welche in ihrer Lagerstätte eigenthümliche Veränderungen erlitten haben und allmählich zu Lösspuppen umgestaltet wurden.

Die Lösspuppen kommen in der Section Meiningen an zwei Stellen in ziemlich grosser Menge vor, in der Thongrube an der Rohrer Stirn und in dem mergeligen Thonlager über dem Sande in den grossen Sandgruben an der Nordwestseite des Drachenberges. Es kann jedoch nicht zweifelhaft sein, dass ihr Vorkommen nicht auf diese beiden Fundpunkte beschränkt ist. Man darf annehmen, dass sie in ähnlichen Ablagerungen auf der oberen Terrasse im Werrathale und in den in den Muschelkalk einschneidenden Seitenthälern vielfach verbreitet sind und nur in Ermangelung von Aufschlüssen an so wenigen Punkten gefunden werden.

Die angegebenen beiden Fundpunkte der Lösspuppen gehören beide der oberen Thalstufe an, welche im Allgemeinen eine Höhe von 85 Metern über der Thalsohle hat und nach dem Vorgange EMMERICH's [1]) gewöhnlich als »obere Diluvialterrasse« bezeichnet wird. Es sind auf derselben von der Werra und ihren Nebenflüssen bei ihrem früheren Laufe in dieser Höhe mehr oder weniger mächtige Lager von grobem Flusskies abgesetzt worden, über welchen an vielen Punkten Sandlager folgen, in besonders grosser Mächtigkeit in den weiten Ausbuchtungen des Werrathales.

Wohl das bedeutendste dieser Sandlager ist dasjenige, welches an der Nordwestseite des Drachenberges bei Meiningen in mehreren Gruben in grossem Maassstabe zu Bausand ausgebeutet wird.

Der Sand liegt hier hart am Aussenrande der alten Thalsohle da, wo über der Terrasse die alte Thalwand wieder steiler anzusteigen beginnt, theils auf grobem Werrakies, theils unmittelbar auf Wellenkalk. Das Sandlager hat eine Mächtigkeit von 6 bis 7 Metern und zeigt in sehr schöner Weise die eigenthümlich unregelmässige Schichtung der fluviatilen Ablagerungen, welche mit der transversalen Struktur mancher Schichten des

---

[1]) H. EMMERICH, Programm d. Realschule in Meiningen v. Jahre 1873, S. 15.

Buntsandsteins so grosse Aehnlichkeit hat. An seiner oberen Grenze ist der Sand an manchen Stellen zu prachtvollem Kugelsandstein verkittet.

Ueber diesem Sandlager folgt am Drachenberge unter dem Ackerboden noch eine bis zu $2^1/_2$ Meter mächtige thonige Ablagerung, welche die Lösspuppen enthält.

Der Thon dieses Lagers zeigt durch verschiedene Färbung desselben deutliche Schichtung. Er ist theils ziemlich hell und dann recht zäh, theils gelbbraun, mehr oder weniger kalkhaltig, und zuweilen ziemlich leicht und lössartig. Eingelagert sind an einzelnen Stellen in dem Thon dünne Streifen von Wellenkalkbruchstücken, welche offenbar von dem nahen Bergabhange hineingerollt und unter dem Einflusse der Strömung geschichtet worden sind.

Für die Genesis des Thonlagers ist es von Bedeutung, dass dasselbe in mehreren Streifen auch röthliche Färbung zeigt. Da die Höhen ringsumher bis nahe zur Thalsohle aus Wellenkalk und mittlerem Muschelkalk bestehen, worin rothe Farben in der Meininger Gegend nicht vorkommen, so kann die Röthung des Thones nur von zerriebenem und durch die Werra aus solchen Gegenden, wo die Thalwände aus oberem Buntsandstein bestehen, herbeigeschwemmtem Röth herrühren.

Wenn auch aus diesem Umstande die Mitwirkung des Flusses bei der Entstehung des Thonlagers klar hervorgeht, so weisen doch die in demselben vorkommenden Wellenkalkbrocken, der hohe Kalkgehalt desselben und die zahlreichen in dem Thone steckenden, zu kreideartiger Masse zersetzten Kalksteinsplitter darauf hin, dass ein anderer Theil des Materials von dem Abhange des Berges durch den Regen herbeigeführt worden ist; denn durch die Werra können die Kalksteine der erwähnten Streifen nicht hierher gekommen sein, da die Gerölle derselben aus ganz anderem Materiale, besonders aus Geschieben porphyrischer, quarzitischer und sandiger Gesteine neben etwas Kalksteingeröllen zusammengesetzt sind.

Ganz ähnlich, wie am Drachenberge, sind auch die Verhältnisse des Lösspuppen führenden Thonlagers an der Rohrer Stirn;

nur tritt hier das Verhältniss des Thonlagers zu dem darunter liegenden fluviatilen Kieslager nicht so klar vor die Augen, weil durch die Zerstörung des ursprünglich vorhanden gewesenen Sandlagers der Thon isolirt worden und der Zusammenhang des Thonlagers mit dem tiefer liegenden Werraschotter hier nicht mehr erkennbar ist.

Am besten kann man die in den genannten beiden Thonlagern vorkommenden Lösspuppen am Drachenberge sammeln, da hier das Lager in Folge der Sandabgrabungen gut aufgeschlossen ist. Es lässt sich daselbst bald eine Serie von solchen Steinchen zusammenbringen, an denen man die Entwickelung der Muschelkalkbrocken zu typisch ausgebildeten Lösspuppen verfolgen kann.

In der Hauptsache beruht diese Metamorphose auf mechanischer, oft wiederholter Zerreissung des Bruchstückes in Folge der Cohäsion desselben mit dem umgebenden, bei anhaltender Dürre austrocknenden Thones und auf allmählicher Umlagerung der Moleküle des Bruchstücks zu regelmässigem Aufbau durch die chemische Einwirkung des in der Lagerstätte circulirenden Wassers.

Diejenigen Wellenkalkbruchstücke, welche in grösserer Menge in Streifen dicht bei einander liegen, besitzen häufig noch ihr ursprüngliches Aussehen, ihre eckige Gestalt und ihre blaugraue Färbung. Sind sie aber mit dem Thone in mehr oder weniger innige Berührung gekommen, so haben sie grössere oder kleinere Veränderungen erlitten.

Die Umwandlung beginnt mit einer Auflockerung der Masse des Bruchstücks und mit der Bildung von Rissen, welche mehr oder weniger tief in das Innere desselben eindringen. In diesem Zustande haben die Bruchstücke grosse Aehnlichkeit mit denjenigen Steinen, welche durch Herrn Laspeyres in seinem Aufsatze »Ueber Geschiebe mit geborstener Oberfläche« beschrieben worden sind[1]).

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XXI, pag. 465. Man vergleiche ferner die Arbeit desselben Autors über »die hohlen Kalksteingeschiebe im Rothliegenden nördlich von Kreuznach an der Nahe« ibidem Bd. XVII, pag. 609.

Ich zweifle nicht daran, dass auch die aus dem Geschiebelehm von Halle stammenden, durch Herrn Laspeyres beschriebenen eigenthümlichen Geschiebe ganz in derselben Weise, wie die Wellenkalkbrocken bei Meiningen, in Folge von Austrocknung der thonigen Lagerstätte die Risse erhalten haben.

Die Kalksteinbrocken nehmen gleichzeitig mehr und mehr eine kreideartige, ziemlich weiche Beschaffenheit an und werden dabei entfärbt, wie dies ähnlich auch mit den ursprünglich rothen Sandsteinbrocken in den diluvialen Sandlagern der hiesigen Buntsandsteinlandschaften geschieht.

Man kann sich von den Ursachen dieser Veränderungen und von der weiteren Entwickelung des Kalksteinbruchstücks zur vollständigen Lösspuppe am besten Rechenschaft geben, wenn man die Lagerstätte derselben nach längerer Dürre, wie sie im Sommer 1885 in der Meininger Gegend herrschte, untersucht. In Folge der Austrocknung durch die Sommerhitze, deren Einwirkung durch die grosse Durchlässigkeit des unter dem Thone liegenden Sandes wesentlich unterstützt wird, schwindet der Thon mehr und mehr, so dass sich eine grosse Menge unregelmässig verlaufender Risse darin bilden. Da die Cohäsion des Thones mit den eingeschlossenen Kalksteinbruchstücken eine sehr grosse ist, so begreift man leicht, dass die Austrocknung desselben eine Zerreissung und Auflockerung der Masse des eingeschlossenen Kalksteinbrockens nach sich ziehen muss.

Aehnliche Wirkungen übt, wie nebenbei bemerkt werden mag, auch der Frost aus, und kann es wohl sein, dass die Auflockerung und Rissebildung bei manchen Kalksteinbruchstücken, soweit sie der Einwirkung der Kälte zugänglich waren, auch wohl auf diese Ursache zurückzuführen ist.

Bei öfterer Wiederholung der Austrocknung des Thones muss natürlich dieser Process endlich zu gänzlicher Zerreissung des Steinchens bis in sein Innerstes führen. In der That kann man am Drachenberge bei anhaltend trockenem Wetter eine ziemlich grosse Menge derartiger in der Entwickelung begriffener Lösspuppen sehen, deren Theile nach allen Richtungen durch den ausgetrockneten Thon auseinander gezogen sind und von demselben in solchem Zustande festgehalten werden. Bei diesen Zerberstungen dringt auch wohl etwas Thon in die Puppe ein und giebt zu gelber Färbung derselben Veranlassung.

Tritt später Regenwetter ein, so quillt der Thon wieder auf, die Risse in demselben schliessen sich und gleichzeitig werden

die getrennten Theile der Lösspuppe wieder zusammengeschoben. Jedoch erfolgt diese Bewegung natürlich nicht in der Weise, dass die ursprünglich mit einander verbunden gewesenen Stücke genau wieder an einander gefügt werden. Es muss daher im Inneren der wieder zusammentretenden Theile ein von kleinen Bruchstücken umschlossener Hohlraum entstehen.

Neben der beschriebenen mechanischen Einwirkung des Thones ist bei der Bildung der Lösspuppen das Wasser chemisch thätig. Beim Herunterlaufen des Regenwassers an den Böschungen der Kalkberge und beim Durchsickern durch das kalkhaltige Thonlager löst es kohlensauren Kalk auf, der, besonders in den tieferen Theilen des Lagers, bei trockenem Wetter wieder abgesetzt wird. Hierdurch erfolgt die Verkittung des unter dem Thone liegenden Sandes an seiner oberen Grenze zu Kugelsandstein, die Anreicherung des Kalkgehalts im unteren Theile des Thonlagers und durch Molecular-Attraction der Bruchstücke der Lösspuppe auf den sich niederschlagenden kohlensauren Kalk ein Zusammenwachsen derselben und die Schliessung des Hohlraums. In den Poren der im ersten Stadium der Metamorphose durch mechanische Zerreissung und Auslaugung aufgelockerten kreideartigen Masse setzt sich ebenfalls Kalk ab, so dass dieselbe nun allmählich wieder ganz dicht und fest wird.

So ist die Lösspuppe im rohen Zustande fertig. Dieselbe zeigt aussen noch ein sehr feines, von den vielfachen Zerbrechungen herrührendes Geäder, sehr oft zahlreiche Rauhigkeiten und Auswüchse. Zerbricht man sie, so findet man eine harte, wie gesintert aussehende Rinde, aus welcher gegen den Hohlraum hin zahlreiche Bruchstücke regellos eingestreut hervorragen.

Ist die Lösspuppe durch die oftmalige Wiederholung der beschriebenen Vorgänge endlich vollständig ausgebildet, so ist das feine Adernetz auf ihrer Oberfläche verschwunden. Dagegen sieht man jetzt auf derselben flache Vertiefungen, die Spuren der letzten, in diesem Zustande nur noch selten erfolgenden und grössere Bruchstücke bildenden Zerreissungen. Im Innern treten aus der bald dicken, bald ganz feinen Schale die durch die letzten Zerreissungen entstandenen Bruchstücke in gewöhnlich unregel-

mässig pyramidenförmiger Gestalt hervor, die Spitzen nach innen gegen den Hohlraum kehrend. Diejenigen Stellen, an welchen die Pyramiden mit ihrer Basis an einander stossen, correspondiren mit den oben erwähnten flachen Furchen auf der äusseren Oberfläche der Schale.

Bei ganz vorzüglichen, selteneren Exemplaren nehmen die pyramidal gestalteten Spitzen im Innern der Lösspuppen ganz überraschend regelmässige Formen an und werden von feinen, nur wenig klaffenden, zuweilen wieder zusammengekitteten Rissen durchzogen, welche von der Spitze radial nach aussen hin verlaufen, so dass jede Pyramide aussieht, als wäre sie aus einem Bündel mehrerer kleiner, an der Spitze zusammenstossender Pyramiden zusammengesetzt. Dabei bemerkt man an der Substanz derselben eine gewisse Spannung oder radiale Faserung.

Macht man von einer derartigen Lösspuppe einen Dünnschliff, so sieht man, dass die Pyramiden aus Bündeln von Kalkspathfäserchen bestehen, deren Elasticitätsaxen, wie bei den Krystallen der Geoden, mehr oder weniger rechtwinklig auf der Wandung der Lösspuppe stehen.

Es hat also im Laufe des Processes in Folge der Molecularattraction des Thones und der Einwirkung des circulirenden Wassers eine Umbildung des im ursprünglichen Kalkbrocken regellos körnigen Aggregates zu regelmässigem, radialstrahligem Aufbau stattgefunden.

Diese Beschaffenheit der Lösspuppen macht es erklärlich, dass dieselben der mechanischen Sprengung beim Austrocknen der Lagerstätte einen recht grossen Widerstand entgegen setzen.

Die Substanz der hiesigen Lösspuppen ist von mir chemisch nicht näher untersucht worden. Nach ihrem äusseren Ansehen bestehen sie offenbar aus fast reinem kohlensaurem Kalk, mit dem vielleicht etwas kohlensaure Magnesia verbunden ist. Mit Säure brausen sie stark auf und hinterlassen nach der Auflösung nur einen sehr geringen thonigen Rückstand. Sand enthalten sie nicht, abgesehen von den vereinzelten Körnern, welche bei ihrer Bildung durch die Bruchstellen zufällig in das Innere hineingefallen sind.

Aus der eben erörterten Entstehungsweise der hiesigen Lösspuppen lässt sich erkennen, dass man in der Deutung und Altersbestimmung der Lösspuppen einschliessenden, kalkig-thonigen Ablagerungen sehr vorsichtig sein muss. Sie können sich offenbar zu ganz verschiedenen Zeiten gebildet haben. Auch darf man aus dem Vorkommen von Lösspuppen nicht ohne Weiteres den Schluss ziehen, dass man in einer solchen Lagerstätte immer eine fluviatile Lössbildung vor sich habe, oder gar, dass der Löss einst von der Sohle der Thäler an bis zur Höhe des Lösslagers aufgestaut worden sei. Ich kenne in anderen Gegenden auch Ablagerungen mit Lösspuppen ohne Schotterunterlage und bin, seitdem ich die Entstehung derselben bei Meiningen erkannt habe, geneigt, für derartige lössartige Lager in den meisten Fällen eine Entstehung in situ durch Zusammenschwemmen des kalkhaltigen Verwitterungsthones von den Abhängen der Kalkberge und nicht einen Wechsel der Lagerstätte durch Abspülung von dem Schotter und Sande der Flussterrassen anzunehmen.

Zum Schlusse will ich nicht unterlassen, mich gegen die Annahme zu verwahren, als ob ich die hier besprochene Entstehungsweise der Lösspuppen auf alle Vorkommen derselben ausdehnen wolle. Im Gegentheil; es mag wohl sein, dass sie oft wirklich Concretionen sind, jedoch in anderem Sinne, als in dem oben erörterten. Ich vermuthe, dass sie häufig, ähnlich wie die Gypsknollen im Röth, die Kalkknauer in der süddeutschen Karneolbank, die Kalknieren im westfälischen Kramenzel, die Adlersteine in den Thonschiefern und manche andere ähnliche Dinge, sich gleich bei dem Absatze der Lagerstätte gebildet haben und die Hohlräume darin später hauptsächlich durch die mechanische Einwirkung des austrocknenden Thones, weniger durch Auslaugung entstanden sind, ganz so wie bei den Lösspuppen der Meininger Gegend.

Es ist diesen Mittheilungen Tafel VI mit Abbildungen von Lösspuppen vom Drachenberge beigegeben, welche das Gesagte illustriren.

In den Figuren 1 und 2 sieht man Wellenkalkbruchstücke im ersten Stadium der Umbildung mit ihren oberflächlichen Rissen.

Aeusserlich sind sie durch anhaftenden Thon gelblich gefärbt, innen aber kreideartig weiss, was auch in der Abbildung des Bruchstücks Fig. 2, an welchem die zerborstene Rinde abgesprungen ist, ziemlich deutlich hervortritt.

Die Figur 3 stellt eine noch ganz rohe Puppe dar. An einer Bruchfläche oben sieht man den entstehenden Hohlraum und aussen das von den häufigen Zerbrechungen herrührende Geäder.

Etwas weniger roh ist die in der Figur 4 abgebildete Lösspuppe, doch zeigt sie aussen noch viele Rauhigkeiten.

Recht vollkommen ist die Puppe 5. Sie hat eine kleine Warze, ist aber sonst recht glatt und zeigt an ihrem äusseren Umrisse die besprochenen flachen Einsenkungen.

Die beiden Figuren 6 und 7 sind Durchschnitte von Lösspuppen. In der Figur 6 sieht man an der Wandung eine leichte Schattirung, welche von einer geringen Färbung durch gelben Thon herrührt; sonst ist die Lösspuppe ganz weiss.

Die Figur 7 stellt ein ganz vorzügliches, durch etwas eingedrungenen Thon schwach gelb gefärbtes Exemplar dar, an dem im Inneren die besprochenen Pyramiden mit ihren zum Theil wieder verkitteten Rissen und ihrer faserigen Textur, und aussen die flachen Einsenkungen der Schale gegenüber den Rissen des Inneren sehr schön zu sehen sind.

Beiträge zur Kenntniss des Muschelkalks, insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalks in Thüringen.

Von Herrn **J. G. Bornemann** in Eisenach.

(Hierzu Taf. VII—XIV.)

Einleitung.

Die Aufnahme genauer Schichtenprofile stösst fast immer auf Schwierigkeiten und Hindernisse und nur selten ist es möglich, einen grösseren Theil einer Formation ohne Lücken auf die Aufeinanderfolge ihrer Schichten, auf ihre petrographische Natur und ihren palaeontologischen Inhalt genau zu studiren.

Hohe und steile Bergabhänge und Klippen gestatten dem Beobachter, im Gebiete des Wellenkalks oft herrliche Durchschnitte von Ferne zu betrachten, aber für genauere Untersuchung sind sie meist nicht zugänglich, und wenn ja, dann sind gewöhnlich alle leichter verwitternden Schichten zu unkenntlichem Boden zerfallen und auf flachen Terrassen von Schutt überrollt. Die hervorstehenden Klippen selbst aber sind durch Verwitterung verfärbt, von Flechten und Moosen bedeckt oder durch diese und durch nagende Schnecken an der Oberfläche bis zur Unkenntlichkeit zerfressen.

Bergmännische Arbeiten kommen in diesem Gebiete fast gar nicht vor. Nur Bohrlöcher haben in manchen Fällen genaue Resultate über die Mächtigkeit und Schichtenfolge der Triasgebilde gegeben, aber sie sind selten und liefern für die specielle Untersuchung nur zertrümmerte Bruchstücke. Auch können bei ihnen

alle kleinen Sprünge und Verwerfungen leicht zu Irrthümern über die Schichtenfolge Veranlassung geben.

Selbst die für die Specialuntersuchung so günstigen Durchschnitte, welche durch Eisenbahnbauten zugänglich gemacht wurden, sind in dieser Beziehung noch nicht so fruchtbringend geworden, wie man hätte erwarten sollen. Auch hier gestatten nicht immer die Umstände, mit Musse und Sorgfalt in die Einzelheiten der dargebotenen Verhältnisse einzudringen. Beispielsweise ist der ausgezeichnete Eisenbahndurchschnitt bei Sulza, welcher schon seiner geotektonischen Erscheinungen halber genauer untersucht zu werden verdiente, noch nicht Gegenstand einer ausführlichen Darstellung geworden. In E. E. Schmid's Erläuterungen zur geologischen Specialkarte (Blatt Apolda) findet er sich S. 3 nur ganz kurz erwähnt.

Aus allen diesen Ursachen ist die specielle Kunde der Schichtenfolge im Unteren Muschelkalk Thüringens — obgleich von vielen gründlichen Beobachtern an vielen Orten eingehende Studien über dieselbe gemacht worden sind — doch noch sehr lückenhaft; auch sind die auf dieselben begründeten Eintheilungen oder Identificirungen nicht immer zuverlässig, denn einestheils ist der Gesteinshabitus der einzelnen unterschiedenen Zonen, welche mit den überall typischen Wellenkalk- oder Wulstschichten abwechseln, oftmals sehr schwankend, und auch die palaeontologischen Merkmale sind nicht so für einzelne Schichten constant und bezeichnend, wie von einzelnen Autoren gern angenommen wird. Das Bestreben zu classificiren, führt namentlich da, wo es sich um specielle Kartirung handelt und der Wunsch begreiflich ist, eine mächtige Schichtenfolge in Unterabtheilungen zu zerlegen, leicht dahin, dass der Beobachter glaubt, für solche wegen ihrer auffallenden Eigenschaften ihm typisch erscheinende Glieder eine weitere horizontale Verbreitung oder ein bestimmteres Niveau innerhalb der ganzen Formation annehmen zu dürfen, als ihnen in der Natur zukommt.

Man gestattet sich zuweilen, in constructiver Weise solche Zonen viel weiter hin auszudehnen, als die durch directe Beobachtungen gewonnenen Unterlagen an sich bedingen würden.

Manche geologischen Specialkarten sind gewissermassen unter dem Einfluss empirischer Formeln in schematischer Weise mit Details versehen worden, welche man unterlassen haben würde, wenn in mehr inductiver Weise bei der Bearbeitung zu Werke gegangen worden wäre.

Die Schichten der Muschelkalkformation sind unter der Herrschaft derselben Naturkräfte gebildet worden, welche noch heute existiren, und die Verbreitung ihrer Fossilien unterliegt eben denselben Gesetzen wie die Ablagerung der Reste von recenten Lebewesen auf dem gegenwärtigen Meeresboden.

Wenn noch vor wenigen Jahrzehnten, bei noch beschränktem Gesichtskreis, der Geolog sich für seine Darstellungen mit wenigen meist empirischen Regeln begnügen durfte, so gehören gegenwärtig weit umfassendere und universelle Naturbeobachtungen — sowie sie v. Richthofen in seinem trefflichen Handbuch[1]) kennzeichnet — zum Verständniss und zur genügenden Darstellung unserer Flötzgebirgsablagerungen in Bezug auf ihre palaeontologischen Horizonte. Ebenso wie diese in Gemässheit der Entstehungsweise ihrer Fossilreste eine grosse Mannichfaltigkeit der Erscheinungen darbieten, so sind auch die petrographischen Zustände der Schichten des Unteren Muschelkalkes, ihre Reihenfolge und Mächtigkeit vielen Modificationen unterworfen, wenn wir zwischen den einzelnen, wenn auch oft einander nahe liegenden Gegenden ihres Vorkommens genaue Vergleiche anstellen.

Ueber das sehr unregelmässige Auftreten der sogenannten »Schaumkalke« und »Oolithe« liegen von vielen Punkten und von vielen Autoren Beobachtungen vor, es mangelt aber noch sehr an einer genauen Untersuchung und Unterscheidung dieser, in Bezug auf ihre morphologische Zusammensetzung und ihre wahrscheinliche Entstehungsweise sehr verschiedenartigen Gesteine. Dinge, welche bei oberflächlicher Betrachtung und vor dem unbewaffneten Auge einander durchaus ähnlich erscheinen, zeigen bei mikroskopischer Untersuchung oft eine grosse Verschiedenheit ihres Inhalts.

---

[1]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.

Die vergleichende Untersuchung einer grossen Anzahl von Dünnschliffen von Triasgesteinen, deren Resultate im Nachfolgenden dargelegt und durch mikrophotographische Abbildungen veranschaulicht werden sollen, mag dazu dienen, etwas mehr Klarheit in die Erkenntniss dieser Vorkommnisse und mehr Ordnung in die jetzt für dieselben gebräuchlichen Bezeichnungen zu bringen.

Ein genaues und umfassendes Profil durch die einzelnen Schichten des Unteren Muschelkalks, welches zur Begründung der auf der geologischen Specialkarte einzutragenden Grenzlinien zwischen Unterabtheilungen oder Einlagerungen so wichtig ist, fehlte bisher in der Umgegend von Eisenach, trotz der vielen schönen Aufschlüsse, an welchen dieselbe so reich ist. Unregelmässige Lagerungsverhältnisse, complicirte Schichtenstörungen und die Bedeckung des Bodens hatten bisher die Aufnahme eines zusammenhängenden Schichtenprofils verhindert.

Ein Naturereigniss ist hier neuerdings der Beobachtung zu Hülfe gekommen und hat ein Schichtenprofil am westlichen Ende des Hörselberges in einer Ausdehnung und Vollkommenheit blosgelegt, wie es wohl kaum an einem andern Orte zur bequemen Untersuchung und Aufnahme dargeboten worden sein dürfte.

Am 26. Juni 1885 wurde das nördliche Thüringen von einer Anzahl schwerer Gewitter heimgesucht, welche 5 Stunden lang fast ununterbrochen andauerten, bald in dieser, bald in jener Richtung aufzogen und grosse Regenmengen ergossen.

Am stärksten hauste das Wetter zwischen dem Petersberge und Hörselberge, wo die Felder verhagelten und grosse Schuttmassen von den Bergabhängen herabgeführt worden sind. Die Landstrasse und die Thüringer Eisenbahn wurden an mehreren Stellen mehrere Fuss hoch mit Geröll überschüttet und der Verkehr unterbrochen. Besonders gewaltig ist die Wirkung des wolkenbruchartig niederströmenden Wassers in dem sogenannten »Kirchthal« gewesen, einer Thalschlucht, in welcher ein Fahrweg vom Eisenbahnübergang bei Eichrodt zum Hörselberg hinaufführt. Jede Spur einer Weganlage war hier vollständig aus der steil ansteigenden Thalrinne verschwunden, und sämmtliches lose Material, grosse Steinblöcke mit eingeschlossen, bergab geführt.

Ein Theil desselben hatte den im Eingang der Schlucht liegenden Felsenkeller halb verschüttet, ein anderer Theil war auf den Bahnübergang und weiter fortgeführt worden.

Die Thalrinne zeigte ein vollkommen nacktes, 325 Meter langes Profil des Unteren Muschelkalks und dessen vollständige Schichtenreihe mit Ausnahme der untersten zunächst auf das Röth folgenden Schichten sowie einer ganz kleinen Stelle weiter oben, wo etwa ein Meter Wellenkalkschichten bedeckt waren. Alles Uebrige war völlig blosgelegt und rein gewaschen, die Schichtenköpfe zeigten sich überall mit frischem Bruch und in regelmässigster Aufeinanderfolge. Hier war es möglich, die gegen den Berg einfallenden und treppenförmig hervorstehenden Schichten Zoll für Zoll in Bezug auf ihren Querbruch und ihre Schichtflächen genau zu betrachten und zu messen, ohne dass dabei irgend eine Schicht hätte verborgen bleiben können.

Der Darstellung dieses Profils ist der zweite Abschnitt dieser Arbeit gewidmet und mögen sich daran vergleichende Bemerkungen in Bezug auf das Verhalten gleichalteriger Schichtenfolgen in der nächsten Umgebung sowie in ferner liegenden Gegenden anschliessen.

A. Mikroskopische Studien.

Die Gesteine des Unteren Muschelkalks sind in ihrer Hauptmasse flaserige, knauerige oder durchlöcherte Kalksteine; stellenweise bestehen sie aus einem Haufwerk gebogener Wülste, welches mächtige Bänke bildet. Zwischen ihnen liegen ebenflächige, meist dünne Kalkschiefer und feste Kalksteine, einzeln oder in kleineren oder grösseren Gruppen eingeschaltet. Fast alle diese Schichten liegen ohne erhebliche thonige Zwischenlagerungen aufeinander.

So gleichförmig diese Gesteine in Bezug auf ihre Substanz dem blossen Auge oder bei schwacher Vergrösserung erscheinen, so enthalten viele derselben doch erkennbare Bestandtheile, welche bei genauer Untersuchung in guten Dünnschliffen weitere Schlüsse über die Herkunft und Bildungsgeschichte dieser Ablagerungen zu ziehen gestatten.

Ausser diesen Hauptbestandtheilen der Formation, welche sich durch hellgraue homogene Färbung auszeichnen und ausser den massenhaften, immer noch räthselhaften Wülsten im Ganzen wenig Versteinerungen enthalten, giebt es eine ganze Anzahl von Schichten, welche sich in mehr oder minder grossen Abständen zwischen die oben charakterisirten, als »Wellenkalk« bezeichneten Gesteinsmassen einschalten und sowohl durch abweichenden Gesteinshabitus als durch Färbung und Reichthum an Versteinerungen sich auszeichnen.

Solche Gesteine sind:

1. Conglomeratartige oder breccienartige Kalksteine.
2. Muschelbänke und Muschelbreccien, welche oft ganz von Molluskenschalen oder deren Steinkernen erfüllt sind, meist auch Gesteinsfragmente, selten Oolithkörner enthalten.
3. Die sogenannten Oolithbänke des unteren Muschelkalks, welche aber zum grössten Theile diesen Namen mit Unrecht tragen, während echte Oolithe in dieser Abtheilung zwar vorkommen, aber selten sind.
4. Die sogenannten Schaumkalke, unter welchem Namen jetzt mehrere Gesteinsarten begriffen zu werden pflegen, welche sonst auch als Mehlstein, Mehlkalk, Mehlbatzen bezeichnet werden. Durch die genaue Untersuchung ergiebt sich, dass bei diesen Gesteinen sehr verschiedenartige Structuren vorkommen, so dass verschiedene Arten unterschieden und mit verschiedenen Namen bezeichnet werden müssen.
5. Gelbe Mergelschichten ohne Versteinerungen.
6. Graue, fast dichte Kalksteine mit Foraminiferen.

Es versteht sich von selbst, dass zwischen den meisten dieser Gesteine Uebergänge stattfinden können, je nachdem die mehr dichte oder poröse Grundmasse vorwaltet, und bald diese oder jene von den organischen oder unorganischen Gemengtheilen vorherrschen, aus denen sie aufgebaut sind.

1. Conglomeratbänke.

Dieselben sind Kalksteinconglomerate, welche verschiedengefärbte, meist flache und abgerundete, Flussgeschieben ähnliche,

Gesteinsstücke von Kalkstein und Mergel in einer kalkigen Grundmasse einschliessen, daneben auch hier und da Versteinerungen, besonders Crinoidenbruchstücke, enthalten.

2. Muschelbreccien.

Diese bestehen aus zusammengehäuften Muscheln oder deren Fragmenten, Theilen von Crinoiden, abgerundeten oder eckigen Bruchstücken älterer krystallinisch-körniger Kalkgesteine, deren Herkunft zu entziffern ein noch zu lösendes Problem ist, und aus Stücken mergeliger harter Gesteine, — alle diese Dinge durch später eingedrungenen kohlensauren Kalk als Bindemittel vereinigt.

Gewöhnlich ist durch reducirende Einwirkung sich zersetzender organischer Substanzen auf vorhandene Eisenverbindungen eine Schwefelkiesbildung in diesen Gesteinen veranlasst worden. Bei der Verwitterung ist es dann in der Regel die Zersetzung des Schwefelkieses, welche die braune Färbung und die Zerstörung und Entfernung mancher Gemengtheile bewirkt, wodurch das Gestein dann ein grobporiges Aussehen annimmt. Solche Gesteine sind daher oftmals als oolithische Gesteine oder als Schaumkalke bezeichnet worden.

Taf. VII, Fig. 2 zeigt den 20fach vergrösserten Dünnschliff eines solchen Gesteins aus dem Kirchthal bei Eichrodt, welches neben sehr vielen anderen Versteinerungen besonders häufig Exemplare von *Spirifer fragilis* enthält (Bank λ des Profils) und ganz der bei Meiningen bekannten Spiriferenbank gleicht.

3. Oolithe.

Die sogenannten Oolithe des Muschelkalks. Was ist Oolith? — Diese Frage bedarf einer näheren Erörterung; denn es ist unter dem Namen Oolith und oolithischer Kalkstein von jeher sehr vieles vermengt worden, was bei genauer Betrachtung auseinander gehalten werden muss.

Ich verstehe hier unter Oolith nur solche kugelige Kalkbildungen, welche eine concentrisch-schalige und

eine radialfaserige Structur oder eines von beiden zeigen und als solche sich als mineralische Ausscheidungen aus Lösungen kennzeichnen, analog den Karlsbader Erbsensteinen, deren Entstehungsweise genau beobachtet und genau bekannt ist[1]), und befinde mich hierin in Uebereinstimmung mit der von Credner[2]) und Anderen angenommenen Begrenzung des Begriffs.

Andere, nur ähnliche Bildungen, welche entweder abgerundete Gesteinstrümmer, pflanzliche oder thierische Erzeugnisse sein können und blos äusserlich Aehnlichkeit mit echten Oolithen haben, sind davon auszuschliessen.

Als Typus des Ooliths gilt der sogenannte Rogenstein, dessen massenhaftes Vorkommen die untere Etage des Buntsandsteins südlich vom Harz bezeichnet.

Taf. VIII, Fig. 2 ist das 20fach vergrösserte photographische Bild eines Dünnschliffs von einem Rogenstein aus der Nordhäuser Gegend. Die concentrisch-schaligen und radialfaserigen, kugeligen Körner sind durch ein sandig-thoniges Bindemittel vereinigt, in welchem zahlreiche gefärbte und farblose Glimmerblättchen liegen. Die Querdurchschnitte solcher dünner Schüppchen sehen in Dünnschliffen, besonders wenn diese sehr dünn und gut polirt sind, einaxigen Spongiennadeln oftmals täuschend ähnlich. Behandelt man Rogenstein mit Salzsäure, so findet man im Rückstand zwischen den Sandkörnern zahlreiche Glimmerblättchen, aber nur selten nadelförmige Körper, welche man für Schwammnadeln halten könnte.

Die Körner der Rogensteine unterscheiden sich von anderen echten Oolithen dadurch, dass sich bei ihnen in der Mitte kein fremder Körper zu befinden scheint. Vielleicht sind ihre innersten Schichten um Gasbläschen herum abgesetzt und ist der centrale Hohlraum später durch Kalkmasse ausgefüllt worden.

---

[1]) cf. J. Roth, Chem. Geologie, 1879 I. S. 581, 582. — Zirkel, Petrographie, 1866 1. S. 211 ff.

[2]) Elemente der Geologie, 1883, S. 46, 325.

Von einer bestimmten Gesetzmässigkeit in der Anordnung der radialen Fasern oder Strahlen, wie sie Deicke beschreibt[1]), habe ich mich nicht überzeugen können.

In den echten Oolith-Gesteinen des Muschelkalks, welche gewöhnlich an der Basis der Haupt-Trochitenzone liegen, zum Theil auch wohl zur mittleren Abtheilung des Muschelkalks zu ziehen sind, wie am Horstberg bei Mihla befinden sich deutlich radialfaserige Körner, welche, je nach der Gestalt der von ihnen eingeschlossenen fremden Körper, eine kugelförmige, eiförmige oder längliche Gestalt haben. Als Einschlüsse finden sich besonders häufig kleine Schnecken, Muschel- und Crinoidenfragmente. Alle diese Oolithkörner sind fertig gebildet und oft gemengt mit anderen runden Kalksteinkörnern als Sand zusammengeführt und die Zwischenräume später mehr oder minder vollständig durch Kalkspathmasse ausgefüllt worden.

Taf. IX, Fig. 4 zeigt einen Theil des Dünnschliffs eines solchen Ooliths vom Ohmgebirge in 20facher Vergrösserung.

In einer am Gipfel des Petersberges bei Fischbach anstehenden Varietät dieses Gesteins liegen die Oolithkörner fast lose aneinander und sind nur durch wenig Kalkspathmasse miteinander verbunden, innerhalb deren viele unausgefüllte Hohlräume als mikroskopische Krystalldrusen sichtbar sind.

In einem ähnlichen Gestein, welches ich vor langer Zeit auf dem Plateau des Ohmgebirges aufhob und welches der oberen Schaumkalkregion angehört[2]), finden sich neben den Oolithkörnern zahlreiche andere Körper eingeschlossen, welche wegen ihres eigenthümlichen Erhaltungszustandes von Interesse sind.

Taf. IX, Fig. 1 zeigt in Naturgrösse ein solches Stück, welches angeschliffen ist und ein nicht ausgefülltes wohlerhaltenes Exemplar von *Turbonilla scalata* einschliesst.

Fig. 2 zeigt einen Theil derselben *Turbonilla* (*a*) im Dünnschliff, viermal vergrössert. Die Schale ist in Kalkspath verwan-

---

1) Zeitschrift f. d. gesammten Naturwissensch., 1853, S. 188. Zirkel, Mikrosk. Beschaffenh. d. Mineralien, 1873, S. 301.

2) cf. Bornemann, Geogn. Verhältn. d. Ohmgeb.; N. Jahrb. f. Min. 1852, S. 20.

delt und innen mit einer zarten Rinde von Kalkspathkrystallen bekleidet. Die Begrenzungslinien der Innen- und Aussenfläche der Schnecke sind aber in vollkommener Schärfe erhalten, ebenso wie die innere und äussere Durchschnittslinie der daneben liegenden *Myophoria* (*b*), deren Schalensubstanz ebenfalls in Kalkspath umgewandelt ist. Dagegen sind viele der sie umgebenden, in der Kalkspathgrundmasse eingeschlossenen Körner durch Verwitterung ganz oder theilweise zerstört und entfernt, sodass das Gestein ein grobporiges, dem Schaumkalk ähnliches Ansehen gewinnt. Neben strahligen Oolithkörnern liegen andere nicht von Faserkalk umgebene Gegenstände, Muschelfragmente, Encrinitenglieder (*c*), Mergel- und Kalksteinbröckchen.

Ein zwanzigfach vergrösserter Dünnschliff aus demselben Gestein, Taf. IX, Fig. 3, zeigt sogar ein grösseres phytogenes Kalksteinkorn (*a*) mit deutlicher Zellenstructur, welche auffallend mit den Gebilden einer im oberschlesischen Rhät vorkommenden Kalkalge übereinstimmt, die ich wegen ihrer vollständigen Analogie mit der lebenden Gattung *Zonotrichia* als *Zonotrichites lissaviensis* bezeichnet habe[1]). (Die Lissauer Breccie, in welcher sie vorkommt, enthält auch kugelige Körner, welche von dieser Kalkalge gebildet sind und Oolithkörnern sehr ähnlich sehen.)

Von den der Zahl nach sehr zurücktretenden Oolithkörnern (*d*) in dem Dünnschliff Taf. IX, Fig. 2 sind manche bis nahe zur Mitte von strahligem Gefüge und wohlerhalten, andere zeigen nur eine dünne strahlige Umhüllung der von ihnen eingeschlossenen fremden Körper.

Die Verwitterung hat in vielen Fällen den Faserkalk zuerst angegriffen, wie einzelne Stellen des Dünnschliffs Taf. IX, Fig. 3 veranschaulichen, oft sind auch zuerst die im Oolithkorn eingeschlossen gewesenen Körper hinweggefallen, vielmehr ist aber das Vorhandensein gerundeter Hohlräume durch das Verschwinden leichter zersetzbarer Einschlüsse zu erklären, welche wahrscheinlich vegetabilischer Natur oder doch von animalischen Wesen herrührende Substanzen waren.

---

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1886; Sitzungsber. vom 5. Mai.

Von der Structur der sogenannten Oolithbänke des Unteren Wellenkalks bei Meiningen hat W. Frantzen[1]) eine treffende Beschreibung gegeben, indem er sagt, dass die »einzelnen »Oolithkörner« keine radialfaserige Zusammensetzung zeigen und dass jedes Oolithkorn aus einem oder mehreren Krystalloiden mit verschiedener Lage der Krystallaxen bestehe. Die »Oolithkörner« der Terebratelbänke seien zuweilen viel länger als breit und glichen Gesteinsfragmenten, welche durch Wellenschlag abgerundet seien«.

Im Unteren Wellenkalk des Grossen Reihersberges liegt eine solche Bank in Steinbrüchen aufgeschlossen. Sie besteht aus hartem zähem Gestein, dessen Farbe, wenn unverwittert, dunkles Blaugrau, wenn verwittert, dunkelbraun ist, enthält wenig Versteinerungen und einzelne grössere Brocken dichten hellgrauen Kalksteins eingeschlossen. Im Dünnschliff (Taf. IX, Fig. 5) erkennt man leicht, dass die vermeintliche Oolithstructur lediglich auf der kugeligen Gestalt der Körner beruht, welche die Hauptmasse des Gesteins zusammensetzen. Dieselben sind aber keine, aus Lösungen in der Weise ausgeschiedene radialfaserige oder concentrisch schalige Gebilde, wie sie für den angenommenen Begriff des »Ooliths« erforderlich sind, sondern gerollte, durch Friction im bewegten Wasser abgeschliffene Fragmente krystallinisch-körnigen Kalksteins, welche gemengt mit dunkleren Mergelkörnern und Muschelfragmenten von ungefähr gleicher Grösse als feiner Kalksand zusammengeführt und später durch eindringenden kohlensauren Kalk zum festen Gestein verkittet worden sind.

Diese Gesteine sind also nicht etwa »Entoolithe« im Sinne Gümbel's[2]), sondern psammitische Bildungen, durch kalkiges Bindemittel verbundene kugelige Kalksteintrümmer, welche ich als Pseudoolith bezeichnen will.

Eine im äusseren Ansehen vollkommen mit jener Bank am Reihersberg übereinstimmende, aber sehr versteinerungsreiche Schicht steht in der Thalrinne des Kirchthals zu Tage und ist im Profil Taf. XIV mit *n* bezeichnet. Ein Dünnschliff dieses Ge-

---

[1]) Dieses Jahrbuch, 1881, S. 166, 167.

[2]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie, 1873, S. 303.

steins (siehe Taf. VII, Fig. 1) lehrt, dass hier ebenfalls nur ein verkitteter Kalksand vorliegt, in welchem man deutlich Muschelfragmente (*a*) und Encrinitenstücke (*b*) neben Körnern krystallinisch-körnigen Kalksteins erkennt. Dieser Dünnschliff zeigt das Gestein zonenweise in verschiedenen Stufen der Erhaltung und Verwitterung. In dem noch unverwitterten blauen Gestein (der untere Theil der Figur) haben die Kalksteinfragmente meistens eine zarte Incrustation von Schwefeleisen, welches sich auch in feiner pulverförmiger Gestalt noch etwas in das Innere der Körner, namentlich zwischen die Begrenzungsflächen ihrer Krystalloide verbreitet.

Bei der Verwitterung setzt sich das Schwefeleisen zu Eisenvitriol um, welcher zunächst die älteren Kalkkörner angreift und braun färbt. Bei reichlichem Vorhandensein von Schwefeleisen genügt die gebildete Schwefelsäure, um eine grössere Menge von Kalk als Gyps hinweg zu führen, und es bleiben dann die mit etwas losem Eisenoxydhydrat erfüllten Löcher, welche an so vielen Muschelkalkgesteinen beobachtet werden und gewöhnlich als »brauner Oolith« angeführt worden sind.

Sehr eigenthümlich sind die in dem Dünnschliff Taf. VII, Fig. 1 sichtbaren Verzerrungen und Verbindungslinien zwischen einzelnen Fragmenten, welche oftmals einen § oder zickzackähnlichen Verlauf haben und im Allgemeinen dem Horizont der Schichtung folgen. Es dürften diese Zeichnungen durch eine Corrosion in situ herrühren, welche die einzelnen Sandkörner bei der Zersetzung in dem Haufwerk enthalten gewesener organischer Substanzen und der Bildung des Schwefeleisens erlitten haben, bevor noch die Zwischenräume vollständig von dem später eingedrungenen kalkigen Bindemittel erfüllt waren.

Dass im Unteren Wellenkalk auch echte Oolithbildungen vorkommen, lehrt indessen der Dünnschliff eines Kalksteins, welcher am Fuss des Hörselbergs bei Sättelstedt, weit unterhalb des dortigen Schaumkalkbruches ansteht (Taf. X, Fig. 1 in 20facher Vergrösserung). Die Oolithkörner sind allerdings nicht radialfaserig, aber von einer sehr feinen deutlichen concentrisch-schaligen Structur. Sie schliessen in ihrem Innern fremde Körper, Encrinitenfragmente, Kalksteinstückchen u. s. w. ein und liegen gemengt mit nicht um-

hüllten kugeligen Kalksteinkörnern und Bruchstücken von Molluskenschalen, — alles dies durch ein farbloses kalkiges Bindemittel zu einer festen Gesteinsbank vereinigt.

Grössere, deutlich radialfaserige und concentrisch-schalige Oolithkörner kommen im Oberen Wellenkalk vor. Sehr schön erscheinen sie in der als Bank φ bezeichneten Schicht im Kirchthal-Durchschnitt, in welcher sie zwischen dem verschiedenartigsten Kalksteindetritus und Muschelschalen zerstreut liegen.

Eine vergleichende Betrachtung der in gleichem Maassstab abgebildeten Dünnschliffe der Muschelbank (Taf. VII, Fig. 2) und der beiden Pseudoolithe (Taf. VII, Fig. 1 und Taf. IX, Fig. 5) lässt erkennen, dass diese Gesteinsbänke aus ganz denselben Elementen bestehen und dass sie sich nur durch die Grösse der Körner ein wenig von einander unterscheiden.

Es liegt aber in der Natur aller solcher Ablagerungen, dass die anfangs grösseren Bruchstücke, welche durch Wasserströmungen fortgeführt werden, bei weiterem Transport weiter zerkleinert, mehr und mehr abgerundet werden müssen. Je kleiner die Sandkörner, desto weiter werden sie fortgeführt. Alle Muschelbänke und Sandbänke variiren in Bezug auf die Korngrösse ihrer Gemengtheile je nach der Entfernung von dem Bereich stärkerer Wasserströmung, zunächst welcher die gröbsten und mehr conglomeratartigen Gebilde entstehen, während im ruhigen Wasser nur der feine Schlamm zur Ablagerung kommt.

Es ist daher auch nichts natürlicher, als dass jede einzelne solche grobkörnige oder mit Versteinerungen erfüllte Bank bei weiterer Verbreitung einem Wechsel ihrer Eigenschaften im Bezug auf die Grösse und Form ihrer Gemengtheile unterliegen und dass sie sich irgendwo verflachen und auskeilen muss.

Aehnliche Erscheinungen werden sich überall und in gleicher Weise bei analogen Ursachen wiederholen; sie mögen eine grosse Aehnlichkeit der gleichzeitigen Ablagerungen an verschiedenen Localitäten bedingen, aber diese Uebereinstimmung wird wohl niemals dazu berechtigen, ein und dieselbe Schicht in gleichbleibender Zusammensetzung und in demselben Horizont über sehr grosse Länderstrecken verbreitet anzunehmen.

Zur Vergleichung mit den Pseudoolithen des Thüringer Muschelkalks möge hier noch des merkwürdigen Vorkommens gedacht werden, welches bei Pforzheim, Durlach u. a. O. als verkieselter Oolith bekannt und von Knop [1]) näher beschrieben worden ist. Taf. VIII, Fig. 1 zeigt einen 20 fach vergrösserten Dünnschliff von einem Stücke Hornstein aus der Anhydritgruppe des Muschelkalks vom Thurmberge bei Durlach, welches ich Herrn Knop verdanke. Die mit sehr scharfen Contouren hervortretenden Schalen rühren sicher, wie auch Knop angiebt, theilweise von Molluskenschalen her; manche ähneln ausserordentlich Ostracodenschalen. Die Betrachtung ausgewitterter Körner lehrt indessen, dass die meisten derselben Durchschnitten von linsenförmig abgeriebenen Fragmenten entsprechen.

Eine kleine Spirale (Fig. 1a) dürfte als Foraminifere zu betrachten und vielleicht zu *Ammodiscus* zu stellen sein.

Aehnliche Erscheinungen findet man auch in den im Thüringer Muschelkalk vorkommenden Hornsteinen, welche in der Regel zum Trochitenkalk des Oberen Muschelkalks gerechnet werden. Für viele derselben, welche, wie an der Nordseite des Hörselberges, am Horstberge u. s. w. von Muscheln erfüllt sind, gilt dies auch mit Recht. Aber die Hornsteinbildungen gehören doch nicht ausschliesslich dieser Zone an, sondern sie verbreiten sich auch weit nach unten in die mittlere Abtheilung des Muschelkalks, wo sie in den Mergelschichten theils als Knollen, theils in kleinen Schichten vorkommen, aber meist arm an Versteinerungen sind, so bei Eichrodt, zwischen Craula und Reichenbach u. a. O.

4. Schaumkalk und Mehlstein oder Mehlbatzen.

Unter diesen Namen versteht man die weichen, porösen oder mehligen Gesteine des Unteren Muschelkalks, welche wegen ihrer leichten Bearbeitung zu bautechnischen Zwecken vielerorts in Steinbrüchen gewonnen werden und wegen ihrer porösen Structur verhältnissmässig leicht sind. Es herrscht aber in diesen Bezeich-

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1874, S. 284 u. ff.

nungen sowohl, als in den Ansichten über die Entstehung derselben viel Unklarheit und Verwirrung [1]).

v. Strombeck schreibt [2]) über den Schaumkalk oder Mehlstein: »Ursprünglich mag das Gestein aus zweierlei Masse bestanden haben, von welcher diejenige, welche einst die dermaligen Poren ausfüllte — vielleicht Kalkschlamm von wenig compacter Beschaffenheit, welcher der im durchsickernden Wasser enthaltenen Kohlensäure am wenigsten widerstand — mit den Muschelschalen zugleich fortgeführt wurde«.

Nach G. Rose soll der im Zechstein und Muschelkalk vorkommende Schaumkalk eine Pseudomorphose von Aragonit nach Gyps sein [3]).

H. Credner charakterisirt in seinem weitverbreiteten Lehrbuche [4]) den Schaumkalk mit den Worten »weich, in Folge der Auslaugung von Oolithen aus ursprünglich vorhandenen oolithischen Kalksteinen feinporös, fast schwammig«.

Man muss wohl annehmen, dass von den verschiedenen Autoren verschiedene Dinge unter dem Namen Schaumkalk untersucht und beschrieben worden sind [5]) und es schien mir zur Aufklärung der über diese Gegenstände herrschenden Dunkelheit und Begriffsverwirrung von Interesse, eine grosse Anzahl von Schaumkalk- und Mehlstein-Varietäten aus verschiedenen Gegenden genau zu untersuchen.

Die Anfertigung guter Dünnschliffe von Schaumkalk ist wegen der grossen Porosität und geringen Cohäsion der Kalktheile mit einigen Schwierigkeiten verknüpft. Es gilt namentlich, die Poren frei von Schleifmaterial zu erhalten und die zarten, oft nur in

[1]) Ein alter Küster in Naumburg, welcher mir einstmals die schönen Säulen in der Krypta des Domes zeigte, bemühte sich, mir die Vorzüge dieses Gesteins zu erklären und sagte mit Kennermiene: »Es bestehe eigentlich aus drei Steinarten, nämlich aus: Bim-, Tuff- und Tropfstein« (!)

[2]) Geol. Zeitschrift 1849, S. 175.

[3]) J. Roth, Chemische Geologie I, S. 193, wo auch viel hierher gehörige Literatur angegeben ist.

[4]) Elemente der Geologie, 5. Aufl., S. 545.

[5]) Nach »Bauer, Lehrbuch der Mineralogie, 1886, S. 376« handelt es sich hier um Verwechselungen mit Aphrit oder Schaumspath.

lockerem Zusammenhang stehenden Kalkgebilde in ungestörter Lage zur Anschauung zu bringen und auch die in den Poren zuweilen vorhandenen losen Einschlüsse festzuhalten.

Ich verfahre dazu in folgender Weise: Von dem Gestein wird zunächst mittelst der Scheibe und Schmirgel eine 3—4 Millimeter dicke Platte geschnitten, diese rein abgespült und auf einer matten Glasplatte auf beiden Seiten eben geschliffen, während durch einen continuirlichen Wasserstrahl auf der schräg gestellten Platte jede Ansammlung von Schleifpulver vermieden wird. Die so vorbereitete Platte wird vorsichtig getrocknet und sodann auf der einen Seite mit reinem Canadabalsam überzogen. Dieser wird langsam gedörrt, so dass sich die Poren der einen Seite völlig mit hartem Balsam erfüllen und die Aussenfläche noch leicht von Balsam bedeckt bleibt, auch die Luftblasen beseitigt werden.

Nach dem langsamen Erkalten schleift man die Balsamschicht zuerst auf einer reinen Glasplatte, alsdann auf einem feinen, ganz ebenen Abziehstein, den man unter einen continuirlichen Wasserstrahl hält, so weit ab, dass die Gesteinsfläche eben wieder frei wird. Nach dem Abtrocknen bringt man auf diese Fläche einen Tropfen frischen Balsams, erwärmt bis zum anfangenden Erhärten desselben und kittet damit die Platte unter Erwärmung auf einem reinen Objectträger fest auf. Das Präparat wird sodann dünn geschliffen, zuerst unter Anwendung von Schmirgel und viel Wasser; aber sobald die Dicke unter 1 Millimeter herabsinkt, wird das Feinschleifen lediglich auf der reinen Glasplatte und dem Abziehstein bei continuirlicher Abspülung vorgenommen. Ist die nöthige Dünne erreicht, so spült man ab, trocknet und legt das Deckglas mittelst Balsam auf, den man durch Chloroform verdünnt hat[1]).

Auf diese Weise gelingt es, die zartesten, in manchen Poren des Schaumkalks lose eingeschlossenen Körper sichtbar zu machen,

---

[1]) Canadabalsam und Chloroform enthalten oftmals Unreinigkeiten, besonders zarte, kaum bemerkbare Fragmente von Kork (von Korkstöpseln herrührend), welche leicht in die Poren der Präparate eindringen und zu Irrthum Veranlassung geben können. Es ist daher nöthig, die angewandten Substanzen auf ihre Reinheit zu prüfen oder dieselben durch Filtriren zu reinigen und zu ihrer Aufbewahrung nur Glasgefässe mit eingeriebenen Glasstöpseln zu verwenden.

welche sich sonst der Beobachtung hartnäckig entziehen. Aus ganz geöffneten Poren werden solche mikroskopische Körper im gewöhnlichen Falle stets herausfallen und zu Grunde gehen: wenn aber eine Pore beim Anschleifen nur zum kleinen Theil geöffnet ist, oder mehrere Poren durch kleine Oeffnungen mit einander in Verbindung stehen, so wird der eindringende Balsam die losen Körperchen umgeben, durchdringen und in ihrer Lage festhalten.

Diese Methode ergab sehr verschiedene Structurverhältnisse bei Gesteinen, welche bei oberflächlicher Betrachtung einander sehr ähnlich erscheinen.

Keiner der von mir untersuchten Schaumkalke und Mehlsteine vom Hörselberg, von Craula, Mihla, vom Ohmgebirge und von Rüdersdorf besteht aus Aragonit, bei allen ist die feste Gesteinsmasse Kalkspath.

Im Rüdersdorfer Schaumkalk finden sich stellenweise Muscheln, deren Schalen noch sehr wohlerhalten sind, so dass die Structurverhältnisse derselben in mehreren ihrer Schichten gut zu erkennen sind. In einem Handstück, welches zahlreiche Abdrücke und Steinkerne von *Myophoria elegans* und *Gervillia polyodonta* enthält und zum grössten Theil aus der bekannten porösen Schaumkalkvarietät besteht, sieht man in der Mitte eine beinahe dichte Zone, in welcher die Muschelschalen fast unversehrt erscheinen.

Im Querschnitt einer dieser Schalen im Dünnschliff z. B. erkennt man deutlich 3 verschiedene Schichten, deren mittlere aus sehr feinen Fasern besteht, welche mit der Oberfläche der Muschel parallel laufen. Zertrümmerte und zerfallene Theile dieser zarten Fasern zeigen meistens Biegungen und Streifungen, welche organischen Elementarformen entsprechen dürften. Dagegen war die Frage, ob diese Theile aus Aragonit oder aus Kalkspath bestehen, aus den Formen derselben und ihrem optischen Verhalten nicht zu entscheiden. Es gilt hier genau dasselbe, was Gümbel in in seiner interessanten brieflichen Mittheilung[1]) über die Structur der Molluskenschalen von der Unsicherheit der Unterscheidung von Aragonit und Kalkspath bei solchen durch organische Membranen geleiteten Structurverhältnissen ausspricht.

[1]) 1884. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. XXXVI, S. 386.

Echter Schaumkalk.

Dünnschliffe durch den schaumig porösen Theil des eben genannten Gesteins, sowie von eben solchen Varietäten aus anderen Gegenden beweisen, dass die Grundmasse derselben durchweg aus feinkörnig-krystallinischem Kalkspath besteht, in welcher sich, meist dicht zusammengedrängt, kugelige oder längliche, oft auch unregelmässig eckige Hohlräume befinden. Nicht selten stehen mehrere solche Hohlräume mit einander in Verbindung oder ihre Zwischenräume sind nur durch zarte Wände von einander getrennt, welche aus der überall gleichartigen krystallinisch-kalkigen Grundmasse bestehen.

Diese Grundmasse verhält sich genau ebenso, wie das kalkige Bindemittel der oben beschriebenen Pseudoolithe, und in der That ist sie auch nichts anderes, als das in seinen Formverhältnissen stehen gebliebene Bindemittel, aus dessen Zwischenräumen die früher von ihm eingeschlossen gewesenen Körper verschwunden sind.

Und was waren diese Einschlüsse? —

Die meisten Autoren, welche über diesen Gegenstand geschrieben, haben die Ansicht ausgesprochen, dass es Oolithe gewesen seien. Auch Eck[1]), welcher die Rüdersdorfer Schaumkalke näher untersuchte, ist derselben Meinung und beschreibt Oolithkörner in verschiedenen Stadien der Verwitterung, unter denen auch solche mit concentrisch-schaliger Structur angegeben werden. Von anderen Localitäten, sagt er, gelinge es nur selten, noch erhaltene Oolithe im Schaumkalk nachzuweisen.

Wenn es nun auch als richtig angenommen werden kann, dass ein Theil der Schaumkalkvorkommnisse durch Auslaugung von Oolithen zu erklären sei, ferner auch ausser Zweifel ist, dass viele dieser »Oolithen« nur runde Kalksteinkörner gewesen sind, so darf man diese Annahme doch nicht auf alle Schaumkalke, besonders nicht auf die typischen Gesteine dieser Art ausdehnen, welche der obere Wellenkalk Thüringens und des Eichsfeldes darbieten.

---

[1]) Eck, Rüdersdorf und Umgegend, eine geogn. Monographie, 1872, S. 78.

Dass in diesen die Hohlräume nicht durch das Ausfallen von Oolithen entstanden sind, dafür spricht einestheils der Umstand, dass die Gestalt sehr vieler dieser Hohlräume nicht auf solche Körper hindeutet.

Ferner enthält das zarte Gerüste der Grundmasse vieler Schaumkalke wohlerhaltene Schalen von Foraminiferen eingeschlossen, deren zarte Substanz ohne Zweifel erheblich hätte verändert werden müssen, wenn so kräftige chemische Einwirkungen in ihrer unmittelbaren Nähe stattgefunden hätten, wie sie die Auflösung so vieler Oolithen erfordert haben würde; denn in manchen Schaumkalken beträgt das Volumen der Hohlräume mehr als die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse.

Im Rückstande, welcher nach Auflösung eines Stückes von Rüdersdorfer Schaumkalk in Salzsäure verblieb, waren Spuren organischer Substanz nachweisbar. Man erkennt unter dem Mikroskop kleine schwarze, vielleicht kohlige Reste, unter denen eine kleine Spirale auffiel, welche an Formen erinnert, die bei Fructificationsorganen niederer Pflanzen vorkommen. Braune, undeutlich netzartig faserige Dinge und undurchsichtige cylindrische Körperchen scheinen von verkiest gewesenen organischen, und zwar vegetabilischen Resten herzurühren, welche in Eisenoxydhydrat verwandelt worden sind.

Wenn auch diese Dinge keine nähere Bestimmung zulassen, so zeigen sie doch, dass vegetabilische Reste, namentlich niederer Pflanzen, bei der Entstehung des Schaumkalks eine Rolle gespielt haben, und es ist wahrscheinlich, dass bei ihrer Zersetzung ähnliche Vorgänge stattfanden, wie diejenigen, welche Joh. Walther [1]) bei jüngeren Kalkgebilden näher studirt hat.

Der Schaumkalk mit blasigem Gefüge bildet Einlagerungen in anderen Kalkgesteinen, welche im Allgemeinen den Charakter der grossen Masse des Wellenkalks tragen und dem blossen Auge meist als dichte graue Kalksteine erscheinen. Die mikroskopischen Dünnschliffe solcher Gesteine lassen in vielen derselben noch deutlich die Reste organischer Kalkgebilde erkennen, während in

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 229 ff.

anderen nur ein fein pelitischer und anscheinend homogener Detritus sichtbar ist.

Die Schaumkalkablagerungen erreichen mächtige Dimensionen und zeigen sich dann meist in dicken Bänken, welche das Hauptobject vieler Steinbruchsbetriebe bilden.

Andrerseits kommen sie auch in sehr beschränkter Ausdehnung vor und sinken zuweilen zu ganz unbedeutenden Einschlüssen im dichten Kalkstein herab, oder sie bilden nur Theile gewisser Schichten und enden plötzlich nach verschiedenen Richtungen ihrer horizontalen Verbreitung.

Nördlich von Horstberg bei Mihla findet sich ein solches Vorkommen partieller Schaumkalkbildung in einzelnen Schichten, in denen auch Stylolithenbildung und vertikale Verschiebungen einzelner Theile vorkommen.

Ein nahezu vertikal eine solche Schicht durchschneidender Dünnschliff ist auf Taf. XII, Fig. 1 in 4facher Vergrösserung photographisch dargestellt. Der obere Theil besteht aus grobporigem Schaumkalk, der mittlere ist meist homogener Kalkstein, aber von Sprüngen, welche mit der Stylolithenbildung zusammenhängen, durchsetzt. Der untere Theil ist feiner Detritus mit vielen erkennbaren Resten organischer Körper, besonders Crinoidenfragmenten und Foraminiferen erfüllt. In diesem untern Theil liegen auch mehrere mikroskopische Schaumkalkeinlagerungen eingebettet.

In einigen Hohlräumen dieses Schaumkalks finden sich kleine kugelige, meist zu mehreren zusammengeballte, bei durchfallendem Licht gelb oder gelbbraune Körper eingeschlossen (s. Taf. XII, Fig. 2. Dünnschliff in 30facher Vergrösserung).

In den von der Stylolithenbildung herrührenden Rissen beobachtet man dieselbe Substanz meist in Verbindung mit der ihre Seitenflächen bekleidenden Thonsubstanz. Ihre chemische Natur konnte bei der geringen Menge allerdings nicht untersucht werden.

Die Gestalt der Körperchen erinnert aber sehr an eingedickte ölige Substanzen, und würde eine solche Annahme ganz mit Alberti's[1]) Beobachtungen an Stylolithen, welche mit Erdpech

[1]) Ueberblick der Trias 1864, S. 8 u. ff.

überzogen sind, und seiner Theorie über die Entstehung derselben in Einklang stehen. Erdöltröpfchen können auch sehr wohl bei der Bildung der echten Schaumkalke eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Ueber die Entstehung der für den Schaumkalk so bezeichnenden Stylolithen ist viel geschrieben und sind viele Hypothesen aufgestellt worden. Jedenfalls gehört nicht alles zusammen, was man unter diesem Namen aufgeführt hat, und es können cannelirte Säulen und gestreifte Ablösungsflächen, welche sich, nahezu vertikal zu den Schichtflächen stehend, in vielen Formationen finden, von mancherlei Entstehungsursachen abgeleitet werden.

Die schönen Stylolithen des Schaumkalks, welche besonders von Rüdersdorf und von vielen Punkten Thüringens bekannt sind, zeigen sich als gerade oder gebogene Säulen, meist von einer lettigen Zwischenschicht ausgehend und nach oben oder unten in die poröse Schaumkalkmasse hineinragend. Ihr Ende ist stets durch eine Thonkappe, eine Muschel oder ein Crinoidenstück bezeichnet.

Quenstedt's [1]) auch von Eck [2]) angenommene Hypothese, nach welcher lediglich der Druck der aufeinander gelagerten Schichten genügt haben soll, um die Erscheinung der Stylolithen hervorzubringen, reicht für deren Erklärung nicht aus. Die merkwürdigen Curven, welche manche Stylolithen beschreiben, beweisen deutlich, dass sie durch Bewegung der an ihren Enden befindlichen Körper innerhalb einer noch weichen, wahrscheinlich gallertartigen Masse hervorgerufen wurden. Die Curven sind bedingt durch die unsymetrische Gestalt des in die weiche Masse eindringenden Körpers, welcher die Bewegung leitete. Die treibende Kraft aber ist in der Verschiedenheit der Dichtigkeit der dabei betheiligten Stoffe zu suchen. Durch Gasblasen werden Körper aus dem Schlamm in die Höhe getrieben, und ihre Bahn ist mehr oder weniger von ihrer Gestalt abhängig. Erdöltropfen können ebenso einen aufwärts gerichteten Druck ausgeübt haben. Dagegen konnten specifisch schwerere Crinoidenstücke in die Schlammmasse einsinken

---

[1]) 1861, Quenstedt, die Epochen der Natur, S. 200.
[2]) Eck, Rüdersdorf, S. 82.

und die sogenannten Gegenstylolithen hervorbringen. Wie der Meeresschlamm noch jetzt in vielen Gegenden reich an organischer Substanz ist, welche oftmals gallertartige Consistenz[1]) zeigt, so war jedenfalls die Schichtenbildung des Schaumkalks durch die Gegenwart ähnlicher, organischer Bildungsmassen begleitet, und durch ihren Einfluss dürften die dem Schaumkalk eigenthümlichen Formenerscheinungen ihre Erklärung finden, für welche die bisherigen Hypothesen nicht ausreichten.

Während die bisher betrachteten Gebilde, welche zum grossen Theil ihrer Masse von Luft erfüllten, meistens kugeligen oder gerundeten Hohlräumen eingenommen sind, mit Recht den Namen »Schaumkalk« tragen, besitzen andere gewöhnlich mit demselben Namen bezeichnete Gesteine eine ganz andere Structur und sind deshalb auch anders zu benennen. Es sind aber auch unter diesen wieder zwei ganz von einander verschiedene Kategorien zu verzeichnen, von denen ich die eine gemeinhin als Mehlsteine, die andere als phytogene Mehlsteine bezeichnen will.

Beide bilden gesuchte Kalksteinlager, welche in gleicher Weise zu bautechnischen Zwecken ausgebeutet werden.

Mehlstein. a) Gemeiner Mehlstein. Die unteren Bänke im Steinbruch am Rubenhög bei Craula sind gelbliche, leicht zu bearbeitende Kalksteine, welche unter dem Mikroskop eine sehr gleichmässige, sehr feinkörnig-krystallinische Structur erkennen lassen. Ihre rhomboëdrischen Kalkspathelemente liegen locker aneinander und lassen vielfach unregelmässige Zwischenräume, selten einzelne rundliche Hohlräume zwischen sich. Taf. XII, Fig. 4 zeigt den 30fach vergrösserten Dünnschliff dieses Gesteins, an welchem man das lockere, feinkörnige Gefüge erkennt. Das Gestein ist stellenweise von einzelnen Wulstkörpern durchzogen, deren Verlauf durch ein mehr grobporiges Gefüge des Gesteins und ein unregelmässiges, durch Eisenoxyd braun gefärbtes Fasernetz angedeutet ist.

Die Sohle des Steinbruches am Rubenhög nimmt ein dichtes blaugraues Gestein ein, welches härter und schwerer ist als die darüber liegenden Bänke. Durch Verwitterung wird es ebenfalls

---

[1]) cf. *Bathybius* Huxley etc.

gelb und den Mehlsteinschichten ähnlich. Bei starker Vergrösserung erscheint es als ein Haufwerk von vollständig ausgebildeten Kalkspathrhomboëdern, welche durch ein thoniges, etwas eisenhaltiges Bindemittel dicht verkittet sind.

Taf. X, Fig. 2 zeigt einen Dünnschliff dieses Gesteins in 100facher Vergrösserung.

b) Phytogener Mehlstein. Mit diesem Ausdruck bezeichne ich diejenigen Schichten, welche im Mihla'er Gemeindesteinbruch am Horstberg als hauptsächlichste Werksteinbänke gewonnen werden und ebenso im Steinbruch im Gross-Behringer Gemeindeholz mächtig entwickelt sind.

Obgleich dieses Gestein in Bezug auf sein Gewicht und seine technische Verwendbarkeit echten Schaumkalken gleichsteht und bei oberflächlicher Betrachtung mit demselben verwechselt wird, so lehrt doch schon eine Untersuchung mit der Lupe, dass seine Structur gänzlich von der des Schaumkalks verschieden ist. Eher sieht es sehr feinem Oolith ähnlich und mag auch wohl als solcher angesehen worden sein.

Taf. XI, Fig. 1 stellt einen Dünnschliff des Gesteins aus dem Behringer Steinbruch, Fig. 2 einen solchen aus Mihla'er Gestein dar, beide in 20facher Vergrösserung.

Die feinkrystallinische Kalksteinmasse besteht aus rundlichen, meist länglich-eiförmigen oder langgestreckten cylindrischen, geraden oder etwas gebogenen Körpern, welche als ein lockeres Haufwerk zusammenliegend in den verschiedensten Richtungen einander berühren, und durch Verwachsung ihrer elementaren, meist deutlich rhomboëdrischen Kalktheile untereinander verbunden sind. Dazwischen bleibt viel leerer, lufterfüllter Zwischenraum, welcher aber auch vielmals durch später eingedrungenen, farblosen Kalkspath eingenommen ist.

Der Querdurchschnitt der einzelnen Körper ist stets kreisförmig; meistens sieht man einen dunklen Ring und ein helles Lumen (Fig. 2c), in den Längsschnitten dagegen (Fig. 2a) zwei parallele dunkle Linien, welche sich als Durchschnitte röhrenförmiger Zellen darstellen.

Bemerkenswerth ist die ausserordentliche Gleichmässigkeit der Grössenverhältnisse dieser verkalkten, mit Kalkspath erfüllten und leicht überzogenen Gebilde, deren Durchmesser zwischen 0,15 und 0,2 Millimeter beträgt.

Zwischen den mit heller Kalkmasse erfüllten Röhrenzellen liegen andere cylindrische Körper (Fig. 2b und a), welche ganz mit dunkler Masse angefüllt und nur von einer dünnen Kalkhaut umschlossen sind. Bei sonst übereinstimmenden Eigenschaften sind sie meist etwas dicker (0,25 Millimeter).

Diese beiden Formgebilde machen die Hauptmasse des Gesteins aus, in welchem auch fremde Körper, grössere Kalksteinfragmente, besonders häufig aber in Kalkspath verwandelte oder theilweise durch Auflösung zerstörte Schalen von *Myophória orbicularis* eingeschlossen sind. Der helle Bogen, welcher im Dünnschliff Fig. 2 mit *ee* bezeichnet ist, rührt von einer solchen Muschelschale her. Auch *Gervillia polyodonta* Cred. und einzelne Schneckenschalen wurden darin beobachtet.

Es ist wohl kaum eine andere Annahme zulässig, um die Entstehung jener Gebilde zu erklären, welche die Hauptmasse dieser Mehlsteinablagerung zusammensetzen, als dass man sie als Producte einer üppigen Vegetation niederer Pflanzen betrachtet, welche ähnlich wie Charen und Dactyloporen mit ihren Fragmenten oder Gliederstücken zum Aufbau der Schichten beigetragen haben.

Dass es Reste von Kalkalgen sind, dürfte kaum einem Zweifel unterliegen. Schwieriger und vielleicht unlösbar ist die Frage, zu welcher Gruppe der Algen diese so einfachen Formen, welche wir als

Calcinema trasinum nov. gen. et nov. spec.

bezeichnen wollen, zu stellen sein werden.

Bei niederen Algen ist es eine fast allgemeine Erscheinung, dass die vegetativen Zellen als durchsichtige Röhren, die fructificirenden mit dunklerer kohlenstoffreicherer Masse erfüllt erscheinen, und so könnte man auch vermuthen, dass bei *Calcinema triasinum* die beiden verschiedenen Formen in analoger Weise zusammengehören, wie die entsprechenden Theile bei den sehr viel kleineren Gattungsformen von Sphaerozyga, Limnoclide u. s. w.

Aber die relativ viel bedeutendere Grösse entfernt sie weit von jenem Formenkreise und berechtigt vielleicht dazu, ihnen einen den Charen und Dactyloporen näher stehenden Platz anzuweisen.

Ausser an den oben angegebenen Fundorten habe ich auch im Kirchthal ein ebensolches Gestein aufgefunden, doch besteht es hier nur aus einer 3 Centimeter dicken Schicht, welche zwischen anderen dünnen Platten mit *Myophoria orbicularis* liegt und selbst gute Exemplare dieser Muschel trägt.

5. Mergelbänke

von gelber Farbe sind an manchen Stellen und in verschiedenen Horizonten dem Wellenkalk eingelagert. In der Regel von Versteinerungen frei, erscheinen sie dem blossen Auge als vollkommen homogenes dichtes Gestein. Bei starker Vergrösserung im Dünnschliff erweisen sie sich als ein sehr inniges mechanisches Gemenge formloser Kalk- und Thon-Substanz.

6. Kalksteinbänke mit Foraminiferen.

Graue Kalksteinbänke von sehr feinkörnigem, fast dichtem Gefüge, welche aber auch hier und da porös werden, enthalten in Menge die Schalen von kleinen Foraminiferen, deren Erhaltungszustand aber wegen der feinkrystallinischen Structur des Gesteins zu wünschen übrig lässt. Es ist nicht möglich, sie zu isoliren und daher ihre Bestimmung schwierig und meist unsicher.

Von einer solchen Bank, welche sich im Kirchthal nahe unter der Spiriferenbank befindet und im Profil (Taf. XIV) mit *k* bezeichnet ist, zeigt Taf. XIII, Fig. 6 einen Dünnschliff in 60facher Vergrösserung. Zwischen feinem Kalksteindetritus erscheinen darin Durchschnitte von *Nodosaria* (*a*) und *Trochammina* (*b*).

Fig. 7 ist ein Dünnschliff desselben Gesteins mit deutlichen Durchschnitten einer *Trochammina*. Sehr ähnliche Gesteine kommen an anderen Punkten vor, so am östlichen Ende des Hörselberges tief unterhalb der Schaumkalke. Ganz eben solches Gefüge findet sich auch in Schichten der Schaumkalkzone, welche sich

durch dichtere Structur von den porösen Bänken unterscheiden, aber nicht mit den dünnplattigen und wulstigen Wellenkalkschichten übereinstimmen. Diese letzteren zeigen im Dünnschliff eine fast homogene Gesteinsmasse.

Auch Ostracodenschalen kommen ziemlich häufig und mit erhaltener brauner horniger Schale vor; es gelang aber nicht, sie aus dem fest anhängenden Gestein zu isoliren oder überhaupt zur Bestimmung hinlänglich frei zu legen.

Die Foraminiferen, welche mir im Bereich des unteren Muschelkalks in Thüringen vorgekommen sind, beschränken sich auf einen geringen Kreis von Formen, welche sämmtlich eine grosse Uebereinstimmung mit älteren, schon aus dem Zechstein bekannten Arten darbieten. Meistens sind es sogar solche, welche in paläozoischen Perioden beginnend, sich bis in die gegenwärtig lebende Fauna erhalten haben.

1) Die *Stichostegier* gehören meistens zu *Nodosaria radicula* (LINNÉ sp.), unter welchem Namen BRADY (1876. Monograph of Carboniferous and Permian Foraminifera p. 124, Taf. X, Fig. 6—16) eine Anzahl der von Anderen aus dem Zechstein beschriebenen Arten vereinigt hat. Nach desselben Autors Angaben im »Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. CHALLENGER, pag. 495« ist N. radicula in Permischen Schichten Englands und Deutschlands und durch alle späteren Formationen sowie auch lebend in den gegenwärtigen Meeren weit verbreitet gefunden worden.

Neben drehrunden Nodosarien finden sich auch gerippte Formen, ähnlich denen, welche im Lias häufig werden; doch wurden nur einige davon in Querschnitten kenntlich. — Auch eine Frondicularia liess sich erkennen.

2) Gekrümmte Stichostegier kommen zerstreut im Schaumkalk (Taf. XIII, Fig. 1a, Fig. 2) vor. Die beobachteten Formen lassen sich auf

Dentalina (*Nodosaria*) *farcimen* SOLDANI sp. beziehen, welche nach BRADY, »CHALLENGER Report p. 499« in allen Formationen vom Zechstein aufwärts und lebend in allen Meeren vorkommt.

3) *Ammodiscus incertus* (d'Orb. sp.); Brady, Challenger Rep.: p. 330.

Diese vollkommen spirale, in einer Ebene eingerollte Art findet sich häufig in der unteren Mehlsteinbank des Sättelstedter Steinbruchs. Taf. XIII, Fig. 3 u. 4 zeigen einen flachen und einen Querdurchschnitt zweier Exemplare von dort. Fig. 5 stellt ein Exemplar im Schaumkalk vom Ohmgebirge dar.

Nach Brady kommt diese, schon aus dem Zechstein bekannte Form in allen Formationen aufwärts vor und lebt weit verbreitet noch in den gegenwärtigen Meeren.

4) *Trochammina pusilla* (Geinitz sp.).

Unter den in manchen Schichten sehr häufigen zu *Trochammina* zu zählenden Foraminiferen mit unregelmässiger Spirale, und im Anfang meist gekammerten Windungen finden sich viele, welche nach den in Dünnschliffen vorliegenden Durchschnitten zu *T. pusilla* (Gein.) Brady, Monograph of the Carbonif. u. Perm. feraminif., p. 78, pl. 3, Fig. 4 u. 5; pl. 12, Fig. 8) gerechnet werden dürfen.

Taf. XIII, Fig. 6b und Fig. 7 zeigen einige dieser äusserst verschiedenartigen Durchschnitte aus der mit *K* bezeichneten Kalksteinschicht im Kirchthal. Bei genauerer Kenntniss würden sich unter der Menge der vorkommenden Formen vielleicht mehrere Arten unterscheiden lassen; doch lässt sich darüber gegenwärtig nichts entscheiden.

Trochammina pusilla wird von vielen Orten aus der Zechsteinformation angegeben; auch die Dünnschliffe des Kupferschiefers von Schmerbach enthalten eine Menge Durchschnitte von Formen, welche sich von den aus dem Unteren Muschelkalk vorliegenden nicht unterscheiden lassen.

Anhang.

Zwei alpine Trias-Oolithe.

Anhangsweise mögen hier zwei alpine Triasgesteine Erwähnung finden. Das eine derselben wurde mir von Herrn Stur als »feiner Oolith der Werfener Schiefer von Annaberg, Salzburg« mitgetheilt.

Das Gestein enthält neben den in der kalkigen Grundmasse eingemengten rothen Körnern viel wohlerhaltene Molluskenschalen und auch Bruchstücke älterer Gesteine eingemengt. Von den rothen Körnern zeigen nur wenige Spuren radialfaseriger Structur in ihrer dünnen eisenoxydhaltigen Umhüllung, welche sehr verschiedenartige Gegenstände als Kerne einschliesst. Sehr häufig sind Foraminiferen, besonders Formen von *Trochammina*, Crinoidenstücke und Muschelfragmente, sehr viele Körner krystallinischen Kalksteins, wie diejenigen der thüringischen Pseudoolithe. Manche Körner erinnern auch an die Formen von *Calcinema*. Bemerkenswerth ist ferner ein kreisförmiger Durchschnitt, welcher eine centrale Oeffnung und um diese im Kreise herum 9 kleinere Lumina zeigt; eine Anordnung, welche sehr an Durchschnitte von Charen und andere Kalkalgenformen erinnert. Taf. X, Fig. 3 zeigt einen Theil eines Dünnschliffs mit diesem Körper in 30facher Vergrösserung, Fig. 4 denselben stärker vergrössert.

Das andere Gestein, welches ich zwischen Idria und Veharshe auf einer Excursion im Jahre 1856 sammelte, ist ein dunkel braungrauer Oolith und zeichnet sich durch die mannichfaltige Gestalt und Structur der die kalkige Grundmasse erfüllenden Körner aus. Die Oolithkörner sind ein- oder mehrschalig mit dunklen und hellen Zonen, radialfaserig und regelmässig kugelig oder einseitig ausgebildet. Neben den Oolithen liegen gerundete Kalksteinkörner von gleicher Grösse; in manchen kugeligen Körpern scheinen auch später Kalkspathrhomboëder auskrystallisirt zu sein. Auch grössere Muschelversteinerungen enthält das Gestein, in dessen Nähe ein anderer braunrother Kalkstein gefunden wurde; welcher ganz mit kleinen Gastropoden von der Grösse und Gestalt der *Natica gregaria* erfüllt ist.

B. Das Schichtenprofil im Kirchthal bei Eichrodt.

Verfolgt man von dem Eisenbahnübergang bei Eichrodt den Weg, welcher nördlich nach dem Hörselberg führt, so erreicht man nach etwa 260 Schritten anstehende Schichten des unteren Wellenkalks und 30 Schritt weiter einen Keller, welcher rechts in

den Felsen getrieben ist. Die Schichtenstellung ist hier sehr unregelmässig in Folge einer Störung, welche eine nordwest-südöstlich streichende Hauptverwerfung hervorgebracht hat. Diese Verwerfung lässt sich von hier nordwestlich bis zum Gipfel des Petersberges verfolgen, wo sie mit einer Falte im oberen Muschelkalk endet; ihre Fortsetzung nach Südost ist durch die Thalalluvionen der Hörsel verdeckt.

Der Felsenkeller befindet sich in einer wenig geneigten Partie der Schichten, daneben aber beobachtet man saigeres oder sehr steiles Einfallen, welches noch etwas weiter vom Keller thalaufwärts anhält. Dann verflacht sich das Einfallen rasch von 40^0 zu 30 und 20^0, und es folgt alsdann eine sehr regelmässige Schichtenlagerung, deren an vielen Stellen gemessene Fallwinkel wenig von 15^0 Nordost abweichen.

Die Schichten zunächst des Kellers und bis zu 28 Schritt hinter demselben sind graue, wulstige Kalksteine, von denen ausser einigen conglomeratischen Bänken, in welchen auch *Pecten discites*, *Natica gregaria*, *Lima lineata*, *Myophoria orbicularis* vorkommen, und einer ebenen gelben Schicht nichts Auffälliges zu verzeichnen ist.

Von da ab habe ich das Profil in der Weise aufgenommen, dass Abschnitte von je 10 Meter Länge längs der Thalrinne mittelst eines Messbandes abgemessen und, einer nach dem anderen, sorgfältig abgesucht wurden.

Alle irgendwie auffallenden Schichten wurden ihrer Lage nach notirt und davon Handstücke und Versteinerungen unter genauer Bezeichnung gesammelt. Diese Schichten sind durch griechische Buchstaben speciell bezeichnet. Die Fallwinkel wurden an vielen Stellen mittelst des Gradbogens gemessen.

Taf. XIV enthält in drei Abtheilungen die Darstellung der Profilaufnahme im Maassstabe von 1 : 500. Bei der Construction wurden die kleinen Unregelmässigkeiten im Ansteigen der Thalrinne resp. des Weges vernachlässigt und die Höhen und Entfernungen nach den Linien der Generalstabskarte genommen, so dass die Steigung der Profillinie gleichmässig mit 5 pCt. gegen den Horizont gezeichnet ist.

Die besonders bezeichneten Schichten sind dann nach ihrem Fallwinkel eingetragen und in geeigneten Abständen Normallinien zu den Neigungslinien errichtet, so dass sich an diesen leicht überall die Abstände zwischen bemerkenswerthen Schichten abmessen lassen und die Gesammtmächtigkeit sich berechnen lässt. Die Dicke der einzelnen versteinerungsführenden oder petrographisch auffälligen Bänke wurde besonders nach Centimetern gemessen und angegeben.

Die wirkliche Mächtigkeit der gemessenen Schichtfolge des Unteren Muschelkalks ergiebt sich aus der Construction zu 119 Metern. Dabei sind aber die untersten Schichten von den Conglomeratbänken am Keller bis zum Röth hinab nicht inbegriffen. Nimmt man diese zu mindestens 21 Metern an, so würde sich für den Wellenkalk am westlichen Ende des Hörselbergs eine Gesammtmächtigkeit von 140 Metern, also erheblich mehr ergeben, als bisher von den meisten Orten Thüringens angeführt worden ist.

Auch die mittlere Abtheilung des Muschelkalks ist in ihrer ganzen Mächtigkeit von der Thalrinne des Kirchthals durchschnitten und mit Ausnahme einer nahe an ihrer oberen Grenze liegenden geringen Knickung oder Faltung — welche wahrscheinlich durch Gypsauswaschung zu erklären ist — regelmässig gelagert. Für den Mittleren Muschelkalk ergiebt sich aus der Construction ebenfalls eine bedeutende Mächtigkeit, nämlich 74 Meter.

Es folgen dann Trochitenschichten in mächtigen Bänken. Dieselben sind aber nur zum Theil in regelmässiger Lagerung, da sehr nahe dahinter die grosse Verwerfungsspalte hindurchschneidet, welche von Wutha in nordwestlicher Richtung nach Stockhausen verlaufend, eine sehr bedeutende Verschiebung und Verwerfung der Schichten veranlasst hat.

Die Hauptmasse der Schichten des Unteren Muschelkalks trägt wie überall in ihren verschiedenen Abtheilungen denselben bekannten Charakter des Wellenkalks, knauerige, wulsterfüllte Massen, welche durch die Verwitterung in dünnplattigen Schutt zerfallen. Zwischen ihnen liegen aber eine grössere Anzahl durch Gesteinshabitus und durch palaeontologische Merkmale zu unterscheidende Bänke, welche zur näheren Erläuterung des Profils hier genauer aufgezählt und beschrieben werden mögen.

Die schon erwähnte conglomeratische Bank (α) enthält in einer bräunlichen Grundmasse graue, meist flachabgerundete Kalksteinstücke, Flussgeschieben ähnlich. Dann folgen nach Wulstschichten eine Anzahl feste Bänke grauen Kalksteins von unregelmässiger Dicke und sich auskeilend, durch Wellenkalkschichten von einander getrennt. Darüber zeigt eine Schichtfläche (α′) zahlreiche 5-eckige Stielglieder von *Encrinus dubius;* weiterhin folgt wieder eine Conglomeratbank (β) von 12 Centimeter Dicke, in welcher zahlreiche Encrinitenglieder und in Kalkspath verwandelte Muschelfragmente (Gervillien?) liegen.

Zwischen knotigen Schichten folgt darüber eine graue, etwas poröse Bank (γ) von 4 Centimeter Dicke, voll von Steinkernen von *Natica gregaria, Lima lineata, Gervillia subglobosa.* Im Dünnschliff derselben sieht man neben undeutlichem Kalksteindetritus auch Ostracodenschalen und einzelne Foraminiferen.

Nach einem Intervall von Wellenkalk folgt darüber eine Zone (δ, δ′, δ″) dünner, versteinerungsführender Bänkchen. Das unterste ist wenige Centimeter dick, grau und ganz erfüllt von *Natica gregaria* in kürzeren und längeren Varietäten und *Gervillia socialis;* das zweite, ebenfalls aus grauem Kalkstein bestehend, schwillt zuweilen bis auf 10 Centimeter an und lieferte *Natica gregaria*, *Gervillia socialis*, *Myophoria laevigata*, *Pecten discites* und *Ceratites Buchii* (in einem schönen Exemplare). Das dritte Bänkchen ist 4 Centimeter dick, von grauer braunfleckiger Farbe und erfüllt von grossen Exemplaren von *Pecten discites*, daneben *Lima lineata* und *Ostrea crista difformis.*

In der darüber liegenden Folge sind viele ebenflächige, graue Kalksteinschichten eingeschaltet, auf deren Schichtflächen hier und da undeutliche Muscheln liegen.

Dann folgen zwei dünne Bänkchen (ε, ε′) voll Versteinerungen, das untere braun und eisenschüssig, 12 Centimeter dick, mit *Astarte triasina*, *Pleurotomaria Albertiana*, *Natica gregaria*, *Gervillia subglobosa* und Gliedern von Encrinitenstielen; das obere dünnere aus grauem Kalkstein bestehend, mit sehr zahlreichen Steinkernen von *Natica gregaria* sowie mit *Pecten discites*, *Myophoria laevigata*, *Gervillia mytiloides* und kleinen Stielgliedern

von Encriniten. Auf diesen Schichten liegt wieder eine Wellenkalkmasse, in welcher einzelne Schichtflächen mit undeutlichen Muscheln — Myophorien, Gervillien, *Panopaea Albertii* Voltz (?), auch wohl *Terebratula vulgaris* — und einzelnen Wülsten auffallen.

Dann folgt eine Zone von gelben, ebenen Mergelschichten (ζ), 50 Centimeter dick und hierauf nach einer weiteren Wellenkalkzwischenlage eine 50 Centimeter starke braune, sehr versteinerungsreiche, aber zerklüftete Bank (η) mit pseudoolithischer Grundmasse (cf. Taf. VII, Fig. 1). Die in derselben gesammelten Versteinerungen sind:

Astarte triasina Roem.
Myophoria cardissoides v. Schloth.
» *laevigata* v. Alb.
Nucula Goldfussii v. Alb.
» *subcuneata* d'Orb.
Gervillia socialis v. Schloth.
» *mytiloides* v. Schloth.
» *polyodonta* Cred.
(?) *Lucina plebeja* Gieb.
(?) *Panopaea Albertii* Voltz.
Pecten discites v. Schloth.
» *laevigatus* v. Schloth.
Ostrea brevicosta Proescholdt, eine kleine starkgewölbte Auster mit 6 kurzen breiten Falten am Rande.
Terebratula vulgaris v. Schloth., Abdruck.
Turritella obsoleta v. Schloth.
Dentalium laeve v. Schloth.
Kleine Crinoidenstücke.

Von der Bank η durch 3 Meter Wellenkalk getrennt, liegt eine dünne, 3—4 Centimeter dicke, versteinerungsreiche Schicht (ϑ) grauen Kalksteins mit

Gervillia socialis v. Schloth. (häufig).
Mytilus sp.
Ostrea multicostata v. Münst.

Pecten discites v. Schloth. } häufig.
Lima lineata v. Schloth. }
Turritella obsoleta v. Schloth.
Natica gregaria v. Schloth. (häufig).
Dentalium laeve v. Schloth.

Abermals tritt eine mächtige Folge von Wellenkalkbänken auf, innerhalb welcher nur eine dünne, 5 Centimeter dicke, graue Schicht (ι) voll schöner Steinkerne sich auszeichnet. Dieselbe enthält:

Gervillia socialis v. Schloth. (häufig).
Nucula Goldfussii v. Alb.
Lima lineata v. Schloth.
Pecten discites v. Schloth.
Natica gregaria v. Schloth. (häufig).

Weiter oben folgt eine 15 Centimeter dicke, feste Bank (χ) grauen Kalksteins von splittrigem Bruch, welche sich im Dünnschliff (Taf. XIII, Fig. 6) durch ihren Reichthum an Foraminiferen, besonders *Nodosaria radicula* und *Trochammina pusilla* auszeichnet.

Ein Meter höher liegt die Spiriferenbank (λ), 30 Centimeter mächtig, ein braunes, von Versteinerungen erfülltes Gestein, von welchem ein Dünnschliff auf Taf. VII, Fig. 2, dargestellt ist.

Unter den Versteinerungen, welche diese Bank enthält, zeichnet sich besonders

Spirifer fragilis v. Schloth.

durch seine Häufigkeit aus.

Ferner wurden gesammelt:

Gervillia mytiloides v. Schloth.
» *costata* v. Schloth.
» *subglobosa* Cred.
Myophoria elegans Dunk.
» *orbicularis* Goldf.
Pecten discites v. Schloth.
Ostrea scabiosa Gieb.
Turritella obsoleta v. Schloth.

Litorina Kneri Gieb.
Dentalium laeve v. Schloth.
Runde und fünfeckige Crinoidenglieder.

Auf die Spiriferenbank folgt ein Intervall von 10—11 Meter Wellenkalk, in welchem unten grob-knauerige Bänke, gegen die obere Grenze etwas poröse Schichten liegen.

Darauf zeigt sich eine 30 Centimeter dicke Schicht (μ) graubraunen, sehr versteinerungsreichen Schaumkalkes.

Dieselbe lieferte:

Myophoria orbicularis Goldf.
» *laevigata* v. Alb.
» *ovata* Goldf.
Gervillia mytiloides v. Schloth.
» *costata* v. Schloth.
Natica gregaria v. Schloth.
» *pulla* Gieb.
» *cognata* Gieb.
Litorina Kneri Gieb.
» *alta* Gieb.
Pleurotomaria Albertiana Wissm.
Dentalium laeve v. Schloth.
Crinoidenglieder.

Ueber dieser Schaumkalkbank, welche aber keine zusammenhängenden brauchbaren Steine liefert, folgt, durch 1 Meter Wellenkalk von ihr getrennt, eine andere, ebenfalls 30 Centimeter starke braune Schicht (ν), welche auch nicht in lagerhafte Steine, sondern in unregelmässige Brocken zerspaltet. Die Zusammensetzung dieses Gesteins, so wie sie im mikroskopischen Dünnschliff erscheint, ist ein Haufwerk von Körnern eines krystallinisch-körnigen Kalksteins von unregelmässiger, mehr oder weniger abgerundeter Gestalt, welche durch kalkiges Bindemittel innig verkittet sind. Zahlreiche Crinoidenbruchstücke sind mit den Sandkörnern vermengt, und von grösseren Formen ist es besonders *Terebratula vulgaris*, welche häufig in dieser Schicht vorkommt und sie als Terebratelbank kennzeichnet.

In den Wellenkalkschichten über der Terebratelbank findet sich zerstreut *Lima lineata*, dann fallen grosse Gruppen dicht zusammengedrängter Wülste (*o*) auf, welche mehrere Fuss lang parallel laufen und bündelweise zusammen umgebogen sind. Die einzelnen Wülste sind etwa 1 Centimeter dick, zuweilen längsgefurcht und an dünneren Enden zuweilen gabelspaltig.

Dann folgen zwei dünne, je etwa 3 Centimeter dicke Schichten (π, π') nahe beisammen, die untere ein blaugrauer harter, braun verwitternder Kalkstein, in welchem

Spirifer fragilis v. Schloth.
Myophoria laevigata v. Alb.
Terebratula vulgaris v. Schloth.
Encrinitenstielglieder

vorkommen, während die obere, eine graue Kalksteinbank

Gervillia socialis v. Schloth.
und *Myophoria orbicularis* Goldf.

enthält.

Von hier ab erscheint bis zum Punkte, wo der Fahrweg die Wasserrinne kreuzt, eine 16 Meter mächtige Folge von Wellenkalk- und Wulstschichten, welche nur an einer kleinen, etwa ein Meter ihrer Mächtigkeit betragenden, etwas ebenen Stelle leicht bedeckt war. Jedenfalls bestehen die wenigen verborgen gebliebenen Schichten aus leicht zerfallenden Wulstschichten und enthalten keine irgendwie charakteristische Bank. In den auf der ganzen übrigen Strecke sehr schön aufgeschlossenen Wellenkalkschichten liegt unterhalb des Fahrwegs eine harte blaugraue, 4 Centimeter starke Kalkbank (ρ) mit *Gervillia socialis* und *Myophoria vulgaris* und eine Anzahl ebener meist noch dünnerer Schichten.

Oberhalb des Fahrwegs sieht man eine mächtige Folge dünner Platten (σ . τ), in denen *Myophoria orbicularis* vorherrscht. Manche Platten sind auf ihren Schichtflächen ganz damit bedeckt. Gewöhnlich ist es *M. orbicularis* allein, zuweilen gesellt sich auch *Gervillia socialis* hinzu. Zwischen den »Orbicularisplatten« findet sich eine dünne, meist nur 2 Centimeter dicke, harte Schicht (υ)

von splittrigem Bruch, welche an Versteinerungen reich ist. Sie lieferte:

Myophoria vulgaris v. Schloth., nebst mehreren Varietäten mit Abweichungen in Bezug auf Zahl und Stärke ihrer Rippen.
Myophoria orbicularis Goldf.
Pecten Albertii Goldf.
Gervillia socialis v. Schloth.
» *costata* v. Schloth.
Nucula Goldfussii v. Alb.
» *? speciosa* Goldf.
Placunopsis plana Gieb.
Litorina Kneri Gieb.

Mehrere kleine schlanke Gastropoden mit flachen, oder schwach convexen Umgängen, vielleicht *Turbonilla gracilior* v. Schauroth.

Etwa $1^1/_2$ Meter höher liegt eine harte 3—4 Centimeter dicke hellgrau und rostfarbig gefleckte Bank (φ), welche mit vielen Muschelschalen und Schnecken erfüllt ist. Ein Dünnschliff dieses Gesteins zeigt in der Grundmasse neben zerriebenem Kalkstein- und Muscheldetritus ziemlich häufig echte Oolithkörner mit deutlich radialfasiger und concentrisch-schaliger Structur bei einem um 0,5 Millimeter schwankenden Durchmesser.

In dem zwischen den Bänken *v* und φ liegenden Wellenkalk finden sich nicht selten freie Exemplare von *Myophoria orbicularis*.

Etwa 5 Meter über φ liegt zwischen dünnen Orbicularisplatten eine Schicht (X) von etwa 3 Centimeter Dicke, welche unter der Lupe ein fein-oolithisches Aussehen, im Dünnschliff aber eine vollkommene Uebereinstimmung mit der Structur der Werksteinbänke im Mihla'er Steinbruche erkennen lässt. Sie ist also als phytogene Mehlsteinbank zu bezeichnen. Diese Schicht schliesst wohlerhaltene Exemplare von *Myophoria orbicularis* ein, welche im Innern oftmals mit Kalkspath ausgekleidet sind.

Ueber der Bank folgen wieder 4—5 Meter dünne Orbicularisplatten und hiermit endet im Kirchthal die Schichtenfolge

des Unteren Muschelkalks; die folgenden vollkommen concordant aufliegenden dolomitischen Mergelplatten sind dem Mittleren Muschelkalk zuzurechnen, wenn auch eine scharfe Grenze, wegen der fast unmerklichen Gesteinsübergänge, kaum anzugeben ist. Kaum 3 Meter über der angenommenen Grenze des Unteren Muschelkalks erscheinen mächtige Bänke sehr grosszellig entwickelter Zellendolomite, deren eckige, mit losem Dolomitstaub erfüllte Hohlräume zuweilen faustgross sind.

Ueber dem hier besonders charakteristischen Zellendolomit, dessen Mächtigkeit etwa 10 Meter betragen mag, besteht die Abtheilung des Mittleren Muschelkalks hauptsächlich aus weichen, weissen, ebenflächigen Mergel- und Thonschichten.

Das schöne Profil des Unteren Muschelkalks wird nicht lange für die Beobachtung offen bleiben, denn einestheils sorgen die Frühjahrswasser dafür, dass von den Thalgehängen wieder Schutt in die ausgewaschene Mittelrinne geführt wird, anderntheils haben die Bewohner von Eichrodt, denen ein fahrbarer Zugang in dieser Richtung unentbehrlich ist, bereits begonnen, die Löcher und Wasserrisse im Kirchthal wieder zuzufüllen.

Es muss auffallen, dass in der ganzen Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks im Kirchthal die an anderen Stellen des Hörselberges so ausgezeichnet entwickelten Einlagerungen typischen weissen Schaumkalks gänzlich fehlen, und überhaupt keine brauchbaren Werksteine in derselben vorkommen, obgleich die ganze Abtheilung mächtiger als an den meisten anderen Orten entwickelt und regelmässig gelagert ist.

Die einzige Schicht mit Schaumkalkstructur, die Bank μ, ist ein braunes, in Brocken brechendes Gestein; sie liegt 42 Meter unter der oberen Grenze des Wellenkalks und ist erfüllt von den in anderen Gegenden weit höher liegenden Schaumkalkversteinerungen.

Man ersieht daraus, wie wenig constant die einzelnen Bänke und Schichtengruppen sind und wie sehr sie sowohl in petrographischer als palaeontolo-

gischer Hinsicht selbst auf geringe Entfernungen hin variiren.

Zu genauerer Vergleichung solcher Verhältnisse mögen hier eine Anzahl von speciellen Beobachtungen über andere Aufschlüsse im Unteren Muschelkalk der nächsten Umgegend angegeben werden und dann Vergleiche mit anderen Theilen Thüringens folgen.

C. Notizen über andere Schichtenaufschlüsse im Gebiete des Unteren Muschelkalks der Sectionen Wutha und Berka v. d. H.

I. Steinbruch im Kirchthal.

Fig. A.

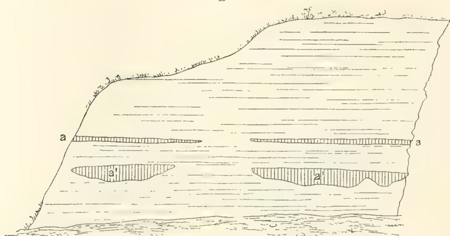


Fig. A ist eine Handskizze der Schichten (in ungefähr $^{1}/_{50}$ des natürlichen Verhältnisses) in einem Steinbruch am östlichen Abhang des Kirchthals, etwa 100 Schritt von der oben beschriebenen Thalrinne. Aushältige brauchbare Bausteine sind darin vergebens gesucht worden. Zwischen wulstigen und dünnschiefrigen Wellenkalkschichten liegen darin nur zwei festere, aber nicht continuirlich fortsetzende versteinerungsreiche Bänkchen.

Das obere ist im Maximum 5 Centimeter dick und verschwächt sich stellenweise bis zum Verschwinden. Die untere Schicht liegt 35 Centimeter tiefer, ist etwa 20 Centimeter dick, besteht aber nur aus unzusammenhängenden Linsen, von denen eine mit 1,30 Meter, die andere mit 2,20 Meter Länge gemessen wurde.

Die obere Fläche dieser versteinerungsreichen Einlagerungen ist gewöhnlich eben, während die Unterseite unregelmässig convex erscheint.

Die flachen Vertiefungen, in welchen die Mollusken sich angesiedelt und gelebt und in denen sie ihre Schalen zurückgelassen haben, erinnern einigermassen an die Löcher im Bodenschlamm der Fischteiche, welche von den Fischen ausgewühlt und bewohnt werden. Es mag wohl sein, dass auch zur Bildungszeit der Wellenkalkschichten solche Vertiefungen im schlammigen Meeresboden durch ähnliche Ursachen hervorgerufen wurden und dann sich Mollusken in denselben ansiedelten.

An Versteinerungen lieferte die obere Schicht (*a*) zahlreiche Steinkerne von *Natica gregaria* v. Schloth., ferner *Natica pulla* Goldf., kleine Myophorien und eine Muschel, welche im Umriss mit *Lithodomus priscus* Giebel übereinstimmt. Das einzige Exemplar ist der Steinkern einer rechten Klappe, 20 Millimeter lang, 10 Millimeter hoch. Eigenthümlich ist daran eine gerade, vom Wirbel schräg nach rückwärts verlaufende Furche, welche einer zarten, scharfen, inneren Leiste entspricht.

In der unteren Bank finden sich zahlreich *Natica gregaria* Schloth., *N. pulla* Goldf., *Chemnitzia oblita* Gieb. und *Gervillia socialis* Schloth.

Zerstreut durch die Wellenkalk- und Wulstschichten liegen auch einzelne Exemplare von *Gervillia socialis* und *Myophoria vulgaris* auf den Schichtflächen. Die Richtung der Schichten in diesem Steinbruch weist ungefähr nach den Schichten ϑ und η in der Thalrinne hin. Eine Identität zwischen den Fossilbänken des Steinbruchs mit Schichten in der Thalrinne konnte aber nicht nachgewiesen werden.

II. Steinbruch bei Sättelstedt.

Steigt man vom Dorfe Sättelstedt den neuen Fussweg zu dem Schaumkalkbruche am Hörselberg hinauf, so stösst man auf dem im Zickzack mehrmals die Bergkante schneidenden Wege auf einzelne gute Schichtenaufschlüsse.

Zuerst fällt zwischen wulstigem Wellenkalk eine Anzahl etwas stärkerer und ebenerer Bänke von dichtem Gefüge auf, dann eine graue fast dichte Bank mit einzelnen Encrinitengliedern und Abdrücken von *Myophoria elegans.* Im Dünnschliff erscheint ihre Gesteinsmasse als feiner Kalksteindetritus, in welchem einzelne Nodosarien und dünne, vielleicht von Ostracoden herrührende Schalen liegen.

Nach einem grösseren Intervall von Wellenkalk sieht man zwei zusammenliegende Bänke mit Encrinitengliedern, von denen die eine rothgrau und oolithisch, die andere hellgrau ist und breccienartig Kalksteinstücke einschliesst.

Die oolithische Bank (siehe Taf. X, Fig. 1) besteht neben den fein concentrisch-schaligen Oolithkörnern, welche Fragmente von Crinoiden, Muschelschalen und krystallinischen Kalksteinstückchen einschliessen, aus ebenso abgerundeten, aber nicht incrustirten Körpern derselben Art, wie die Einschlüsse in den Oolithen, daneben grössere organische Reste, alles durch kalkiges Bindemittel vereinigt.

Ueber diesen Schichten, welche zusammen nicht viel über 1 Fuss (0,314 Meter) stark sind, folgt wieder Wellenkalk, darin eine feste Schicht grauen Kalksteins mit Steinkernen kleiner Myophorien.

Einige Meter höher liegt der Steinbruch, in welchem eine ausgezeichnete Gruppe von Schaumkalkbänken zu Tage ansteht, und zu Werksteinen abgebaut wird.

Dieser Steinbruch zeigt folgendes Profil der mit etwa 30° nordöstlich einfallenden Schichten:

oben:	2,50	Meter		dünne Platten mit *Myoph. orbicularis* als Decke;
	0,60	»	*d.*	zwei, durch eine Stylolithenzone ver-
	0,20	»		bundene Schaumkalkbänke;
	0,23	»		Wellenkalk mit Wülsten;
	0,47	»	*c.*	Schaumkalk;
	0,42	»	*b.*	dichter grauer Kalkstein;
unten:	0,30	»	*a.*	Mehlstein, stellenweise mit Einschluss von dichtem Kalkstein.

Die unterste Bank (*a*) enthält einzeln liegende Versteinerungen als Abdrücke und Steinkerne, *Dentalium laeve*, *Myophoria elegans* etc. und zahlreiche Foraminiferen, unter denen besonders *Ammodiscus incertus* vorherrscht.

Die Bänke *c* und *d* sind ausgezeichnete hellfarbige Schaumkalke mit zahlreichen schönen Versteinerungen. Folgende Arten liegen daraus vor:

Nautilus bidorsatus v. SCHLOTH.
Dentalium laeve v. SCHLOTH.
Pleurotomaria Albertiana WISSM.
Turbonilla scalata v. SCHLOTH.
Natica turris GIEB.
Litorina Kneri GIEB.
Pecten Albertii GOLDF.
Gervillia socialis v. SCHLOTH.
» *mytiloides* v. SCHLOTH.
» *polyodonta* CRED., welche Form von der vorhergehenden wohl zu unterscheiden ist.

Myophoria ovata GOLDF.
» *laevigata* v. ALB.
» *cardissoides* v. SCHLOTH.
» *elegans* DUNK.

Alle diese Versteinerungen finden sich als Abdrücke und Steinkerne.

Encrinus liliiformis LAM.

als in bräunlichen Kalkspath verwandelte Stielglieder.

Ferner kommen Foraminiferen im Schaumkalk vor, deren Schalen meist erhalten sind (*Nodosaria Dentalina*, *Ammodiscus*, *Trochammina*).

Die Stylolithen haben 1—2 Zoll (0,026—0,052 Meter) Länge, sind theils gerade, theils gebogen und tragen an ihrem Ende meist Thon, zuweilen auch Encrinitenglieder.

Ueber diesen Schaumkalkbänken folgen dünnplattige Kalksteine, in denen *Myophoria orbicularis* sehr häufig ist. Ihre Mächtigkeit lässt sich hier nicht bestimmen, da der im Steinbruch

messbare Stoss von 2,50 Meter nur einen kleinen Theil der weit verbreiteten Schichten darstellt.

Vergleicht man die Schichtenfolge von Sättelstedt, soweit sie sich aus den vorliegenden Beobachtungen beurtheilen lässt, mit dem Profil im Kirchthal, so bemerkt man eine grosse Verschiedenheit zwischen den beiden Localitäten, welche nur etwa 6 Kilometer von einander entfernt liegen.

Die schönen Schaumkalke von Sättelstedt bilden eine locale Einlagerung, welche man auch auf dem südöstlich von diesem Orte gelegenen Bergrücken verfolgen kann. Gegen Westen scheinen sie sich nicht sehr weit zu verbreiten und im Kirchthal sind sie durch *Orbicularis*-Platten ersetzt.

In Steinbrüchen am Nordabhang des Hörselberges, welche der oberen Abtheilung des Wellenkalks angehören, liegen anstatt des Schaumkalks härtere, zum Theil grobporige Bänke, welche durch massenhafte Anhäufung von Muschelschalen und Encrinitengliedern dem echten Trochitenkalk ähnlich werden.

Auf dem Plateau des grossen Hörselbergs, z. B. an der sogenannten Venusgrotte, liegen Schaumkalkeinlagerungen von mehr röthlicher Färbung in wechselnder Zahl, Verbreitung und Stärke. Das Auskeilen einzelner Schichten ist dort mehrfach zu beobachten.

III. Steinbrüche am Hainich.

In dem Gebiete, welches der Untere Muschelkalk auf der Section Berka v. d. H. einnimmt, sind besonders zwei Stellen wegen der dort betriebenen grösseren Steinbrüche für die Beobachtung der Schichtenfolge und das Verhalten der Werksteinbänke von Belang, während sonst die specielle Verfolgung stratigraphischer Einzelheiten durch die Waldbedeckung des Hainichs sehr beeinträchtigt wird.

Jene beiden Steinbruchspunkte sind die Mihla'er Gemeindesteinbrüche am Horstberg und die Craula'er Steinbrüche am Rubenhög an den entgegengesetzten Enden der die Section durchziehenden Zone von Wellenkalk.

Mihla'er Steinbrüche.

In den Mihla'er Brüchen bestehen die Werksteinbänke aus grünlich gelbgrauem Mehlstein, von dessen Structur bereits die Rede war, und welcher sich von den Craula'er Werksteinen sehr unterscheidet (cf. Taf. XI).

Sie bestehen hauptsächlich aus phytogenen Kalkkörpern (*Calcinema triasinum*) und enthalten von Mollusken besonders häufig *Myophoria orbicularis*, *Gervillia subglobosa* und einzelne kleine Gastropoden. Ueber der Hauptbank liegt eine 15 Centimeter starke Schicht eines ähnlichen grünlich grauen Gesteins, welches aber ganz von kleinen Kalkspathdrusen erfüllt und dadurch löcherig und zum Bau unbrauchbar ist. Dann folgen gelbliche, wenig feste Bänke gemeinen Mehlsteins in dicken Platten, in welchen ebenfalls kleine Drusen, von mit Kalkspath austapezirten Muscheln herrührend, liegen. Ueber diesen Schichten lagert eine breite Zone dünner Platten mit *Myophoria orbicularis*, welche einen unmerklichen Uebergang zu den Gesteinen des mittleren Muschelkalks bilden.

Myophoria orbicularis ist hier nicht auf den Unteren Muschelkalk beschränkt, sondern reicht auch weiter aufwärts in Schichten, welche entschieden zur Anhydrit-Gruppe zu zählen sind [1]).

Eine aus jener Zone stammende Platte aus einem Wasserriss oberhalb der Steinbrüche, welche von Exemplaren der Muschel bedeckt ist, besteht aus Dolomit. Eine chemische Analyse ergab:

Kohlensaurer Kalk	51,50 pCt.
Kohlensaure Magnesia . . .	32,23 »
Kieselerde	6,12 »
Thonerde	6,20 »
Kohlens. Eisenoxydul . . .	1,58 »
Wasser. Organische Substanz und Verlust	2,37 »
	100,00 pCt.

[1]) Auch Gümbel giebt *M. orbicularis* aus den untersten Schichten des Mittleren Muschelkalks an (geogn. Verhältn. d. Fränk. Triasgebietes. München 1885, S. 42), während Eck diese Schichten zum Wellenkalk rechnen möchte (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1866, S. 662).

Im Dünnschliff erscheint das Gestein als eine erdige Mergelmasse, welche von leeren oder mit Kalkspath ausgefüllten Hohlräumen durchsetzt ist, deren nadelförmige Gestalten auf ehemalige Gypskrystalle hindeuten, welche später ausgelaugt oder durch Kalkspathpseudomorphosen ersetzt sind.

Der *Calcinema*-Mehlstein verbreitet sich am Horstberg auch bis zum Nordrande des Plateaus und führt dort wohlerhaltene Versteinerungen, unter denen besonders zierliche schlanke Gastropoden sich auszeichnen, welche Giebel's *Chemnitzia loxonematoides* und *Ch. Haueri* ähnlich sehen.

Weiter östlich in Steinbrüchen im Grossbehringer Gemeindeholz liegen Werksteinbänke von derselben Structur, aber arm an Versteinerungen.

Craula'er Steinbrüche.

In den Craula'er Steinbrüchen sind die Verhältnisse erheblich anders, als bei Mihla. Dort liegt zu unterst eine feste Bank blauen Kalksteins, versteinerungsleer und von sehr feinem krystallinischen Gefüge (Taf. X, Fig. 2).

Dann folgen die Werksteinbänke, aus gemeinem Mehlstein von feinkrystallinischem Gefüge bestehend (Taf. XII, Fig. 4). Dieselben sind aber fester, als die oberen Platten des Mihla'er Bruches und als Baumaterial brauchbarer. An Versteinerungen sind sie arm.

Ueber den Mehlsteinbänken liegt eine mehrere Meter dicke Folge von dünnen Platten grauen Kalksteins mit *Myophoria orbicularis*, zwischen welchen eine Conglomeratschicht, grösstentheils aus flachen Kalkstein- und Mergelgeschieben bestehend, lagert.

Hierauf folgt eine Zone versteinerungsreicher Schaumkalke von röthlicher Farbe, welche sich aber wegen ihrer unregelmässigen Zerklüftung weniger als Baumaterial eignen und häufig durch Aufnahme zahlreicher Encrinitenglieder das Ansehen einer Fossilienbreccie annehmen und wieder von dünnen Platten überlagert werden.

Anhang.

Steinbruchprofil bei Worbis.

Zum Vergleich mit den Schaumkalkzonen des Hainichs gebe ich nachfolgend ein Steinbruchsprofil aus dem Ohmgebirge, welches ich im November 1853 an der Langen Trift am Himberg im oberen Ende des Rhienthales ausgemessen habe, und zu welchem mir die Handstücke noch vorliegen.

a) Oberer Bruch.

(oben)	1,10 Meter.	Ebenflächige Kalksteine, mit dünnen Lagen schwacher Thonschichten abwechselnd.
	0,15 »	Schiefriger Wellenkalk.
	0,34 »	»Rothe Bank« mit Encrinitengliedern, Dentalien, kleinen Schnecken und Brut zahlreicher kleiner Bivalven angefüllt. Die Grundmasse zeigt Schaumkalkstructur, tritt aber gegen die Menge der Muschelabdrücke und Steinkerne sehr zurück, so dass die Schicht als Muschelbreccie erscheint. Diese Bank ist die von v. SEEBACH in den Erläuterungen zu Blatt Worbis als vierte Schaumkalkzone angegebene Schicht.
	1,25 »	Blaugrauer Kalkstein, in dünnen Lagen mit dünnschiefrigem Wellenkalk abwechselnd.

b) Unterer Bruch, die Fortsetzung der Schichtenreihe des Oberen enthaltend:

3,00 Meter.	Schieferiger Wellenkalk.
2,20 »	Blaugrauer Kalkstein in dünnen Bänken (zum Strassenbeschlag benutzt).
2,20 »	Echter, gelblichweisser Schaumkalk, in dicken Bänken, fest, oder weich bis zerreiblich, reich an Versteinerungen. *Turbonilla scalata*, *Pleurotomaria Albertiana*, *Turritella obsoleta*, *Natica gregaria*, *Gervillia costata*, *G. mytiloides*, *Myophoria ovata*, *M. laevigata*,

	M. cardissoides, *M. elegans* und *Terebratula vulgaris*. Dies ist die dritte Schaumkalkzone (γ) der Karte.
(unten) 0,70 Meter.	Blaue Bank. Blaugrauer, zuweilen gelbgrauer, harter Kalkstein mit einzelnen dunkleren, flachen Kalkgeschieben. Diese Bank, welche zu Strassenbeschlag abgebaut wird, gleicht im Ansehen der Sohlbank im Craula'er Steinbruch, ihre Mikrostructur ist aber sehr von der bei letzterer beobachteten verschieden. Sie besteht aus feinem, formlosen Kalkdetritus, in welchem kleine Schalenfragmente liegen.

D. Die Gliederung des Unteren Muschelkalks in Thüringen.

Ueber die Gliederung des deutschen Muschelkalks hat Herm. Credner in seinem Lehrbuch[1]) eine sehr übersichtliche Zusammenstellung der in den verschiedenen Theilen Deutschlands beobachteten Schichtenfolgen und üblichen Eintheilungen gegeben, aus welcher die Dreitheilung der ganzen Formation überall deutlich hervorgeht.

Die Salzregion der mittleren Abtheilung weist naturgemäss auf sehr veränderte Lebensbedingungen für die Organismen während einer langen Zeitperiode hin, und ihre Ablagerungen unterscheiden sich leicht von denen der oberen und unteren Abtheilung durch ihre mineralogischen Eigenthümlichkeiten.

Die specielle Schichtenfolge der unteren Abtheilung bietet in Bezug auf Zahl und Inhalt ihrer Versteinerungsbänke eine ziemliche Mannichfaltigkeit. Die Hauptmasse der Abtheilung ist immer durch die knauerigen und wulstigen Wellenkalkschichten gebildet, zwischen welchen die Fossilienbänke untergeordnete Zwischenschichten oder Einlagerungen darstellen. Einzelne derselben hat

---

1) Elemente der Geologie, 1883, S. 552—55.

man für grössere Länderstrecken als Horizonte betrachtet und Untereintheilungen darauf begründet.

Für den Muschelkalk des Saalthals hat schon Zenker [1]) ein ideales Profil aufgestellt, in welchem er im Unteren Muschelkalk drei von einander durch Zwischenlagerungen von einander getrennte Bänke von »Terebratulitenkalk«, darüber drei Mehlbatzenschichten, ebenfalls von einander durch Zwischenschichten getrennt, angiebt.

E. E. Schmid hat dem Terebratulakalk eine ganz besondere Bedeutung beigelegt [2]), indem er diese Zone, welche nach ihm stets aus zwei durch $2^1/_2$ Fuss Mergelschiefer von einander getrennten Bänken mit Terebrateln bestehen soll, als festen Horizont für die Trennung des Wellenkalks in eine untere und eine obere Abtheilung aufstellte. In der unteren Abtheilung sollte *Terebratula vulgaris* so gut wie gar nicht vorkommen [3]).

»Mit wahrhaft wunderbarer Schärfe und Gleichförmigkeit«, sagt er [4]), »wird durch ganz Thüringen hindurch mit Annahme eines nordöstlichen schmalen Randes der untere und obere Wellenkalk durch den Terebratulakalk geschieden«.

Nach Schmid gilt für das östliche Thüringen folgende Reihenfolge, von oben nach unten:

Schaumkalk	1 — 6,5	Meter
Oberer Wellenkalk . . .	18	»
Terebratulakalk	1,5 — 4,5	»
Unterer Wellenkalk . . .	65 — 90	»
Unterste ebene Kalkschiefer	9	»

und beträgt die Gesammtmächtigkeit im Mittel 95 Meter.

[1]) Geinitz, Beiträge zur Kenntniss des Thüringer Muschelkalks, 1837.

[2]) »Ueber den Saurierkalk bei Jena«. N. Jahrb. f. Min., 1852, S. 913. — »Organische Reste des Muschelkalks im Saalthal bei Jena«. N. Jahrb. f. Min. 1858, S. 7.

[3]) »Der Terebratulakalk ist dadurch sehr ausgezeichnet, dass *T. vulgaris* erst im oberen Muschelkalk wiederkehrt und im übrigen unteren Muschelkalk kaum Spuren davon zu beobachten sind. »E. E. Schmid, Erläut. z. Specialkarte v. Preussen u. d. Thüring. Staaten, Blatt Jena S. 7.

[4]) Der Muschelkalk im östlichen Thüringen, 1876, S. 6.

Dieses Schema hat Schmid weithin bei seinen Karten-Aufnahmen in Anwendung gebracht, wenn auch manchmal ein Terebratulakalk »die Terebrateln ganz zurücktreten« oder statt ihrer Encrinitenschichten oder Löcherbänke gefunden wurden. Die Regel war ihm zum Gesetz geworden, welchem sich die Natur fügen musste. Abweichungen von der Schablone wurden dann als nebensächliche Ausnahmen unberücksichtigt gelassen.

K. v. Seebach kam dagegen bei seiner Untersuchung der Weimarischen Trias [1]) zu dem Resultat: »der untere Terebratulitenkalk sei keine abgeschlossene Schicht, sondern eine Zone von wechselnder Mächtigkeit, im Mittel 20 Fuss. Der Terebratulitenkalk besteht aus festen Bänken eines porösen gelben Kalks, der ungemein reich an Petrefakten ist. Die Zahl und Mächtigkeit dieser Bänke ist aber nirgends constant. Sie keilen sich häufig aus und wurden im Hangenden und Liegenden von weniger mächtigen Bänken eines weniger porösen und noch grauen Kalks begleitet, die ebenfalls noch reich an Petrefakten den Uebergang zum Wellenkalk bilden. Die Abgrenzung wird daher je nach den verschiedenen Beobachtern verschieden ausfallen«. Auch über den Schaumkalk drückt sich v. Seebach ähnlich aus: »es ist durchaus eine Wiederholung des Terebratulitenkalks und wie jener nur eine Zone und keine abgegrenzte Schicht«.

In den an Schmid's Untersuchungsgebiet angrenzenden Kartensectionen, namentlich im südlichen Thüringen hat man sich im Allgemeinen an Schmid's Darstellungsweise angeschlossen, obwohl, wie Loretz gefunden, *Terebratula vulgaris* bereits in den untersten 10 Metern des Wellenkalks bei Steinheid eine Schicht erfüllt.

Bei Meiningen sind durch Proescholdt [2]) und Frantzen in mehreren tieferen Nieveau's im unteren Wellenkalk *Terebratula* aufgefunden worden, so dass dieselben dort nicht mehr als Leitfossilien für die Begrenzung der Abtheilungen des Wellenkalks brauchbar sind.

Frantzen [3]) hat zwar eine kleine Varietät als eine besondere Art *T. Ecki* beschrieben und betrachtet sie als bezeichnend für

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 555.

[2]) Programm der Realschule in Meiningen 1879, S. 24 25.

[3]) Jahrb. d. K. Preuss. geol. Landesanstalt, 1881, S. 157.

eine bestimmte Zone des unteren Wellenkalks. Ich habe mich aber überzeugen können, dass die für *T. Ecki* angegebenen Charaktere auch in gleicher Weise bei *T. vulgaris* vorkommen und habe in Terebratulabänken, welche in den obersten Nodosenschichten bei Sättelstedt liegen, kleine Terebrateln gefunden, welche in jeder Beziehung mit den als *T. Ecki* beschriebenen Formen identisch sind. *T. Ecki* ist also weder eine besondere Art, noch hat sie in stratigraphischer Beziehung eine besondere Bedeutung.

Im nördlichen Thüringen wurde nach Eck's und Giebelhausen's Untersuchungen an der Hainleite der Untere Muschelkalk etwas anders gegliedert, indem man 4 Schaumkalkzonen unterschied und die erste oder unterste derselben als Grenzschicht der oberen gegen die untere Abtheilung des Wellenkalks bezeichnete.

Aus der dritten Zone werden von vielen Punkten Terebrateln angegeben und diese Schichten als »Terebratulakalk« bezeichnet, ohne dass indessen in Bezug auf den Horizont immer eine Identität mit Schmid's Terebratulakalk im Saalthal anzunehmen wäre.

Bei Worbis giebt v. Seebach eine mit *Terebratula vulgaris* erfüllte, rostbraune Schicht an, welche er als »Deckplatte« seiner dritten Schaumkalkzone zurechnet. Ich selbst habe dort früher[1]) *Terebratula* in mehreren Schichten des Wellenkalks gefunden, so am Langenberge, wo ich eine graue 6 Zoll (0,157 Meter) dicke Schicht unmittelbar auf einer Löcherbank ganz mit kleinen Terebrateln erfüllt antraf. Diese Schicht liegt zwischen den auf Seebach's Karte mit β und γ bezeichneten Zonen.

Ferner habe ich ausgezeichnet erhaltene Terebrateln mit rother Schale in der Haupt-Schaumkalkzone (γ) am Himberg gefunden.

Im Kirchthal bei Eichroth liegt die braune, mit *Terebratula vulgaris* erfüllte Bank (ν) 41 Meter unter der oberen Grenze des Wellenkalks und 1 Meter über der einzigen dort vorkommenden echten Schaumkalkbank (μ). Sie liegt 12 Meter über der Spiriferenbank λ und 6 Meter unter der ebenfalls *Spirifer fragilis* enthaltenden Schicht (π).

[1]) 1851. N. Jahrb. f. Min. S. 19 u. 21.

Ausser in der Bank (ν) fand sich *Terebratula vulgaris* auch in der 32 Meter tiefer liegenden Bank (η), welche besonders durch *Astarte triasina* ausgezeichnet ist.

Von dem ganz nahe gelegenen Petersberge besitze ich aus dem Unteren Muschelkalk *Terebratula* aus vier dem Gestein nach verschiedenen Schichten: 1) in unebenen grauen Schichten nahe an der oberen Grenze des Wellenkalks in einem Steinbruch oberhalb des über dem Schiessstand liegenden Hölzchens; 2) in dicken, knauerigen, grauen Bänken des Unteren Wellenkalks nahe am Schiessstand, in welchem sie nesterweise und mit fünfeckigen Stielgliedern von Encriniten zusammenliegt; 3) in ebenen Platten neben *lima lineata* von der Südseite des Bergabhangs, jedenfalls aus der unteren Abtheilung des Wellenkalks; 4) in einem von Herrn Geheimrath Beyrich dort gefundenen braunen Gestein.

Alle diese Vorkommnisse gehören Bänken an, welche räumlich beschränkte Ausdehnung haben und nicht einen bestimmten Horizont in der Schichtenfolge des Wellenkalks einnehmen.

Terebratula vulgaris spielt im Muschelkalk allerdings eine hervorragende Rolle. Sie kommt bereits im Bunten Sandstein vor [1]) und verbreitet sich bis in die obersten Nodosenschichten. Gewöhnlich findet sie sich gesellig, in grosser Individuenzahl ganze Bänke erfüllend [2]), oft auch einzeln durch die Schichten zerstreut.

Es ist naturgemäss anzunehmen, dass die Lebensgewohnheiten dieses Brachiopoden ganz analog denjenigen waren, welche seine gegenwärtig lebenden Verwandten noch fortführen. Sie lebten in Colonien beisammen, welche Bänke von grösserer oder geringerer Ausdehnung bildeten. Je nach der Veränderung der äusseren Lebensbedingungen, Veränderung von Meeresströmungen, der Meerestiefe gingen Colonien ein, veränderten ihre Wohnplätze und bevölkerten neue Ansiedlungen. Es müssen daher analoge und einander sehr ähnliche Schichten sich in verschiedenen Gegenden wiederholen, ohne dass sie deshalb überall an denselben Hori-

---

[1]) Alberti, Trias S. 155.

[2]) Bei Gatterstädt finden sich nach Speyer in einem Steinbruch vier verschiedene Bänke mit *Terebratula vulgaris*. Erläut. zu Bl. Schraplau S. 18.

zont gebunden wären oder in derselben Zeit entstanden sein müssten.

Ueber die Unbeständigkeit der Schaumkalkzonen in Bezug auf ihre horizontale Verbreitung und Mächtigkeit stimmen die von den meisten Beobachtern gelieferten Beschreibungen überein [1]). Die verhältnissmässig regelmässigste Entwickelung scheinen diese Lager an der Hainleite zu besitzen, während im unteren Eichsfelde und in Hessen gewöhnlich die eine oder die andere Zone aufhört und in anderen Gegenden nur zwei oder gar nur eine Schaumkalkzone angegeben wird. Wieder anderwärts nimmt ihre Zahl bedeutend zu, so dass z. B. Kayser bei Schillingstedt 6—8 Schaumkalklager in zwei Gruppen (Zonen) angiebt, welche durch 60—80 Fuss (18,83—25,11 Meter) Wellenkalk getrennt sind.

Nach Schmid bildet der Schaumkalk die oberste Etage des Wellenkalks, doch hat auch er an vielen Punkten dünne Platten mit *Myophoria orbicularis* — die Orbicularisplatten — in geringer Mächtigkeit gefunden, welche noch zum Wellenkalk gehören. Von Anderen sind diese Platten in sehr verschiedener Mächtigkeit constatirt worden. Kayser giebt bei Schillingstedt 25 Fuss (7,85 Meter) an. Im Kirchthal beträgt die Mächtigkeit 23 Meter und ähnlich ist dies am Hainich bei Mihla der Fall, wo sie stellenweise sehr breite Flächen der Karte bedecken.

In Hessen ist die Grenze zwischen Unterem und Oberem Wellenkalk oft unsicher, weil das untere Schaumkalklager, mit welchen man die obere Abtheilung beginnen lässt, nicht im Zusammenhang entwickelt ist [2]). Man hat sich dann an ockerfarbige Kalke für die Eintheilung gehalten. Solche Ockerkalke kommen aber auch in verschiedenen Horizonten des Wellenkalks vor.

Ebenso unbeständig in ihrem Auftreten wie die Schaumkalke sind die sogenannten Löcherbänke. Dennoch hat man sie an verschiedenen Orten als für ein bestimmtes Niveau bezeichnend

[1]) E. E. Schmidt, Erläut. zu Blatt Eckardtsberge S. 5. — v. Seebach, Erläut. zu Blatt Worbis S. 6; Erläut. zu Blatt Nieder-Orschla S. 5. — Moesta, Erläut. zu Blatt Netra S. 11. — Beyrich und Moesta, Erläut. zu Blatt Sontra S. 21 u. a. m.

[2]) Beyrich und Moesta, Erläut. zu Blatt Sontra S. 21.

angegeben, welches der Schaumkalkzone (γ) der Hainleite oder SCHMIDT's Terebratulakalk entsprechen soll.

»Wo man ein Stückchen solchen Löcherkalk findet, hat man es unzweifelhaft mit der Schaumkalkzone zu thun« heisst es in der Erläuterung zu Blatt Frankenhausen S. 22.

Dieser Ausspruch hat jedenfalls nur eine ganz locale Bedeutung, denn Löcherbänke der verschiedensten Art sind eine gewöhnliche Erscheinung in sehr verschiedenen Niveau's des Wellenkalks, sowohl in der oberen, als in der unteren Abtheilung. Man kann sie in jeden grösseren Steinbruch finden, und als leitende Schichten sind sie wohl nur ausnahmsweise zu gebrauchen.

Die meisten Anhaltspunkte zur Vergleichung mit der Schichtenfolge im Kirchthal bieten die sorgfältigen und speciellen Aufzeichnungen von Schichtenreihen in Wellenkalk, welche wir PROESCHOLDT [1]) und FRANTZEN [2]) verdanken.

Am meisten fällt die Uebereinstimmung der Spiriferenbank (λ) auf — sowohl in Beziehung auf den Gesteinshabitus als den Inhalt an Versteinerungen — welche der Meininger Spiriferenbank gleicht.

Nimmt man diese Bank als Ausgangspunkt für weitere Vergleichungen, so würde die 20 Meter darunter liegende Astartebank (η) mit der Oolithbank (β) in Meiningen zusammengestellt werden können, deren Abstand von der Spiriferenbank dort nach FRANTZEN nur 6—8 Meter beträgt. 10,5 Meter unter (η) liegt die braune Astartebank (ε), welche mit FRANTZEN's Oolith (α) verglichen werden könnte.

11 Meter über der Spiriferenbank liegt die einzige echte Schaumkalkbank (μ) des Kirchthals. Dieselbe könnte als Vertreterin der »untersten Terebratelbank« angesehen werden, wenn man in solcher Weise weiter argumentiren wollte.

1 Meter über (μ) liegt die Terebratelbank (ν) und 6 Meter höher bei Bank π, in welcher wieder *Spirifer fragilis* vorkommt.

Fasst man die Schichten zwischen λ und π als Brachiopodenzone im Sinne PROESCHOLDT's auf, so würde dieselbe 18 Meter

[1]) Programm d. Realschule in Meiningen, 1879.

[2]) Uebersicht d. geol. Verh. bei Meiningen, 1882.

mächtig sein (gegen 10 — 12 Meter bei Meiningen). Rechnet man auch die Schichten abwärts bis ε hinzu, so erhält man 38 Meter.

Darüber besteht im Kirchthal der ganze übrige Theil des Unteren Muschelkalks aus Wellenkalk und Orbiculariplatten. Vor die beiden dünnen Schichten φ und χ, jede von 3 Centimeter Dicke, tragen abweichenden Charakter. Die erstere ähnelt im Gestein den an der Nordseite des Hörselbergs im oberen Wellenkalk liegenden Werksteinbänken, die zweite stimmt in ihrer Structur mit dem Mihla'er phytogenen Mehlstein überein.

Mit Rücksicht auf die oben besprochene Unregelmässigkeit der Schaumkalkeinlagerungen überhaupt und im Gebiete des Hörselbergs im Besondern lässt sich eine Identificirung der beiden dünnen Schichten mit anderen ähnlichen Ablagerungen nicht wagen. Vielmehr sind die Bänkchen im Kirchthal ebenso wie die Mehrzahl der grossen Schaumkalklager local und vielen Zufälligkeiten unterworfene Einlagerungen ohne weit fortlaufenden Zusammenhang. Sie verändern ihre Natur im weiteren Fortstreichen und keilen sich aus, während in der Nachbarschaft und in etwas verschiedener Höhe andere Lager statt ihrer sich ansetzen. Die verschiedene Mächtigkeit der Orbicularisschichten in verschiedenen Gegenden zeigt, dass die oberen Schaumkalkgrenzen nicht ein und dasselbe Niveau einhalten. Was aber für die eine Schicht gilt, das gilt auch für alle andern, und keine derselben darf man sich gleichsam nach dem Lineal ins Unendliche fortgesetzt vorstellen. Es ist nicht möglich, anzunehmen, dass zu einer und derselben Zeit der Meeresboden in ganz Thüringen einmal ganz mit *Spirifer*, ein andermal mit *Terebratula* bedeckt gewesen sei. Beide haben jedenfalls gleichzeitig existirt, aber nebeneinander an verschiedenen Flächenräumen und in grossen oder kleinen Muschelbänken, auf welchen bald Brachiopoden, bald Astarte und andere Zweischaler, bald Grastropoden oder Crinoiden vorherrschten.

Die Vergleichung ergiebt im Allgemeinen eine grosse Aehnlichkeit der Verhältnisse, ohne dass man sich jedoch für berechtigt halten dürfte, die Identificirung der Schichten bis ins Einzelne zu treiben.

Wenn z. B. FRANTZEN[1]) EMMERICH's Oolithbank dem Schaumkalkhorizont β der Hainleite gleichsetzt und angiebt: das untere Schaumkalklager α Nordthüringens sei von ihm in der Meininger Gegend erkannt worden und bestehe »in einer Oolithbank, die nur an wenigen Punkten eine Mächtigkeit bis zu 2 Fuss erreicht und häufig in gewöhnlichen fast oolithfreien (*sic*), harten, ebenflächigen Kalk übergeht«, so kann ich derartige Behauptungen nur als willkürliche Annahmen ansehen, denen die wissenschaftliche Begründung abgeht.

Die Eintheilung des Unteren Muschelkalks in mehrere Abtheilungen ist nach alledem eine sehr willkürliche und die für die Praxis der Karte zu wählenden Grenzen zwischen den Abtheilungen von Zufälligkeiten abhängig, je nachdem diese oder jene Fossilienbank in einer Gegend mehr oder minder auffällig hervortritt.

Für die Wellenkalkgebilde auf Section Wutha lässt sich die Schaumkalkschicht μ als Grenzschicht der oberen gegen die untere Abtheilung verwenden. Dagegen ist die Auszeichnung einzelner Schaumkalkzonen in diesem Gebiet nicht in allgemeiner Weise durchführbar. Diesbezügliche Angaben sind zweckmässiger auf die locale Bezeichnung abbauwürdiger Werksteine zu beschränken.

---

[1]) Jahrb. d. Geol. Landesanstalt 1880, S. 109.

Inhalts-Verzeichniss.

Charakteristische Diabas- und Gabbro-Typen unter den norddeutschen Diluvialgeschieben.

Von Herrn **F. Klockmann** in Berlin.

(Hierzu Tafel XV und XVI.)

Mit einer ausführlicheren Arbeit über die Geschiebe krystallinischer Schiefer- und Massengesteine des norddeutschen Flachlandes beschäftigt, deren Veröffentlichung erst für spätere Zeit in Aussicht steht, beabsichtige ich im Nachfolgenden eine vorläufige Uebersicht über einige der charakteristischen Geschiebe aus der Reihe der älteren Plagioklas-Augitgesteine zu geben. Gerade die letzteren sind es, die in Folge ihrer verhältnissmässig constant bleibenden petrographischen Beschaffenheit unter allen Gesteinsgruppen am meisten dazu geeignet sind, die sich bei Geschieben aufdrängenden Fragen nach ihrer Herkunft, ihrer horizontalen und verticalen Verbreitung am ehesten und sichersten zu beantworten. Die bezügliche Erkenntniss ist auch die Veranlassung, dass man vorzugsweise und zum Theil ausschliesslich ihnen seine Aufmerksamkeit zuwendete, und sie in verschiedenen Theilen Norddeutschlands ihre Bearbeiter gefunden haben. So sind von E. Geinitz die Plagioklas-Augitgesteine Mecklenburg's beschrieben [1]), Neef hat eine Arbeit über seltnere Plagioklasgesteine

---

[1]) E. Geinitz, Die skandinavischen Plagioklasgesteine und Phonolith aus dem mecklenburgischen Diluvium. Nova Acta der Kais. Leop.-Carol.-Deutsch. Akad. d. Naturforscher. Halle 1882.

der Mark Brandenburg geliefert [1]) und von H. Haas [2]) ist jüngst eine Aufzählung charakteristischer Diabase und Basalte aus Schleswig-Holstein publicirt worden.

Durch ihre Arbeiten in verschiedenen Theilen Norddeutschlands und durch anderweitige Erwerbungen befindet sich die geologische Landesanstalt in dem Besitz von Geschiebe-Material aus weit von einander entfernten Landstrichen. Wenn auch von irgend welcher annähernden Vollständigkeit mit Bezug auf eine bestimmte Gegend nicht die Rede sein kann, so bietet sie doch in ihrer Sammlung für den östlichen Theil des Flachlandes, von der Elbe bis jenseits der Weichsel immerhin Stoff genug, um einer der an die Geschiebe sich knüpfenden Fragen, derjenigen nach der horizontalen Verbreitung, näher zu treten und die Möglichkeit, bestimmte, leicht kenntliche Findlinge über verschiedene Provinzen zu verfolgen. Welchen Werth die Feststellung der horizontalen Verbreitung der Geschiebe für die Diluvialgeologie hat, bedarf keiner besonderen Auseinandersetzung.

Auf Grund einer genaueren Kenntniss von dem Vorkommen oder Fehlen gewisser Gesteine in verschiedenen Gegenden wird es dermaleinst möglich sein, die Richtung der einzelnen Arme des Inlandeises mit grösserer Sicherheit zu construiren als es bis jetzt möglich war, und es ist dazu nicht einmal die Kenntniss der ursprünglichen Heimath unbedingt nöthig. Die horizontale Verbreitung der Geschiebe verdient deshalb besondere Beachtung. Auf die Feststellung des Vorkommens identer Gesteine an verschiedenen Punkten ist in der nachfolgenden Zusammenstellung vorzugsweise Gewicht gelegt worden.

Mit solchen Identificationen von Geschieben, gleichviel ob mit anstehenden Vorkommnissen oder mit solchen anderer Gegenden hat es aber bei der bekannten Variabilität des Gesteinscharakters

---

1) M. Neef, Ueber seltnere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882.

2) H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Schriften d. naturw. Vereins für Schleswig-Holstein. 1885.

an einem und demselben Vorkommniss und andererseits der völligen petrographischen Uebereinstimmung der an weit entlegenen Punkten anstehenden Gesteine seine besondere Schwierigkeit.

Die Hauptaufgabe der endgültigen Recognoscirung fällt alsdann der Beobachtung zu, mit welchen anderen Geschieben das in Untersuchung gezogene vergesellschaftet ist, und erst aus der Discussion der muthmasslichen Heimath mit einander zusammen vorkommender Findlinge wird mit grosser Wahrscheinlichkeit oder auch mit Sicherheit auf ein bestimmtes Ursprungsgebiet zu schliessen sein. Um aber die nöthige Grundlage zu gewinnen, die Vergesellschaftung als Kriterium für die Heimathsbestimmung benutzen zu können, empfiehlt es sich, die Geschiebe rein nach äusseren Merkmalen und unbekümmert darum, geologisch und örtlich Zusammengehöriges auseinandergerissen, Verschiedenartiges vereint zu haben, zu Gruppen zusammen zu fassen und für diese Gruppen sowohl die Punkte ihres Vorkommens als Geschiebe, wie diejenigen ihres Anstehens festzustellen. Die Zahl solcher Gruppen ist nicht einmal eine sehr grosse, denn so zahlreich auch die Geschiebe der Massengesteine sind und so mannichfach sie in ihrem Ansehen auf den ersten Blick erscheinen, so schränkt sich doch bei näherer Betrachtung dieser Reichthum an Varietäten beträchtlich ein. Das erklärt sich natürlich daraus, dass auch in der Heimath unserer Geschiebe analoge Verhältnisse walten und dass auch dort unter der grossen Menge der einzelnen Gesteinsvorkommnisse durch gleiche petrographische Beschaffenheit sich auszeichnende Typen angetroffen werden. Davon wird bei der geologischen Kartirung in Schweden der ausgiebigste Gebrauch gemacht; der Oerebro- oder der Stockholmsgranit kommt nicht nur bei Oerebro resp. Stockholm vor, sondern überall, wo petrographisch gleiche Gesteine angetroffen werden, hat man sie mit demselben Namen belegt.

Für die im Nachfolgenden zu behandelnden Plagioklas-Augitgesteine kommt in dieser Beziehung noch der Vortheil in Betracht, dass gerade ihnen seitens schwedischer Autoren besondere Beachtung geschenkt worden ist, und dass wir an der Hand mikro-

skopischer Gesteinsbeschreibungen von TÖRNEBOHM [1]) und SVEDMARK [2]) im Stande sind, eine ganze Reihe unserer Diabas- und Gabbrogeschiebe auf schwedische Typen zurückzuführen.

Für die nachstehende Darstellung, die unter der Zahl der vorhandenen nur einige wenige Typen herausgegriffen hat, ist also die Absicht maassgebend gewesen, bestimmte petrographische Typen zu formuliren und diese, soweit es angeht, in ihrer horizontalen Verbreitung zu verfolgen. Damit soll Material gewonnen werden, das bei der Untersuchung nach der Vergesellschaftung — aus welcher Feststellung allein erst, wie bemerkt worden ist, ein Schluss auf die engere Heimath gezogen werden kann — mit Erfolg gebraucht werden kann. Zu diesem Zweck habe ich mich auch beschränkt, die Diagnose der einzelnen Typen derart zu fassen, dass sie eine Wiedererkennung ermöglicht; eingehende petrographische Beschreibung, namentlich des mikroskopischen Bildes sind hier um so weniger am Platz, als solche für die meisten der aufgezählten Typen in den Arbeiten der eben genannten schwedischen Autoren zu finden sind.

Zur Wiedererkennung der beschriebenen Geschiebegruppen, hoffe ich, werden die mir für diese kleine Arbeit von Herrn Geheimrath HAUCHECORNE in bereitwilliger Weise zugestandenen Abbildungen, wofür ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte, gute Dienste leisten.

Zu erwähnen bleibt mir noch übrig, dass die zur Besprechung gelangenden Geschiebe, soweit sie aus der mittleren Mark stammen, von den bei der Kartirung der Gegend von Berlin thätigen Herren BERENDT, WAHNSCHAFFE, KEILHACK, vorzugsweise aber von LAUFER gesammelt sind. Das Material aus der westlichen Mark (Rhinow, Friesack etc.), sowie die zum Bestand unserer Sammlung gehörigen mecklenburgischen Geschiebe habe ich zusammengebracht,

---

[1]) TÖRNEBOHM, Om Sveriges vigtigaste diabas- och gabbroarter, sowie derselbe Autor in den Erläuterungen zu seiner Uebersichtskarte vom mittleren Schweden.

[2]) SVEDMARK, Halle och Hunnebergs Trapp. Stockholm 1878; ferner Gabbro på Rådmansö etc. Geol. fören i. Stockholm forhandl. Bd. VII u. VIII.

während die aus den Provinzen Ost- und Westpreussen aufgeführten Findlinge von den Herren Ebert, Klebs, Noetling und Schröder herrühren.

Diabase.

Die zu den Diabasen im engeren Sinne zu zählenden Geschiebe lassen sich am geeignetsten für den vorliegenden Zweck nach der Führung oder dem Fehlen des Olivins in Olivin-Diabase und olivinfreie Diabase eintheilen, welche Eintheilung zu gleicher Zeit den geologischen Verhältnissen der anstehenden skandinavischen Diabas-Vorkommnisse Rechnung trägt.

I. Olivin-Diabase.

a. Isomer körnige Gesteine.

Åsby-Diabas.

Der Törnebohm'sche Typus [1]) der Åsby-Diabase hat unter den norddeutschen Diluvialgeschieben eine ganz allgemeine und weite Verbreitung und bei der charakteristischen Beschaffenheit desselben gehören die betreffenden Geschiebe zu den markantesten und leicht kenntlichsten.

Es sind grob- bis feinkörnige Gesteine von sehr frischer doleritischer Beschaffenheit, die im Gegensatz zu anderen Diabasen keine grünliche Färbung aufweisen, sondern bei geringer Korngrösse mehr oder minder dunkelgrau erscheinen. Makroskopisch zeigt sich der Plagioklas hin und wieder noch glasig, meist ist er jedoch weisslich getrübt. Vorzugsweise bildet er lange Leisten, die sich in der Regel zu Fächern von dreiseitigem Querschnitt auf den Geröllflächen zusammenschliessen, zwischen welchen die übrigen wesentlichen Gemengtheile, Augit und Olivin, liegen. Der Augit ist von dunkler, bräunlich schillernder Farbe; Olivin ist makroskopisch nicht immer wahrnehmbar, dagegen tritt Magneteisen deutlich aus dem Gesteinsgemenge hervor.

Die charakteristische Structur der zwischen die Feldspathleisten eingeklemmten sonstigen Gemengtheile zeigt sich am augen-

---

1) l. c. S. 12.

fälligsten bei Betrachtung des Dünnschliffes mit der Lupe. U. d. M. zeigt der Plagioklas ausgezeichnete Zwillingsstreifung. Der Augit hat eine eigenthümlich braune Farbe mit einem Stich in's Violette, und seine äussere Umrandung wird ausschliesslich durch die Form der von den Feldspathen gelassenen Zwischenräume bedingt. Vielfach lässt der Augit gar keine Spaltungsrisse erkennen, sonst verlaufen sie in der unregelmässigen, für den Augit gewöhnlichen Weise.

Die gleiche Art der Einmengung und Vertheilung wie der Augit besitzt der Olivin, der in reichlicher, oft die des Augits übertreffender Menge mit diesem zugleich die Lücken zwischen den Plagioklasen ausfüllt. Die Abgrenzung des Olivins gegen den Augit verläuft unregelmässig, ohne geradlinige Begrenzungsflächen resp. Kanten. Die Farbe des Olivins ist licht grünlichgelb. Durch die beginnende Verwitterung, die jedoch auffällig gering ist und bei welcher sich auf den Klüften grünliche Substanz abscheidet, erscheint er körnig abgetheilt.

Magnetit ist in regellos gestalteten Körnern über den Schliff verstreut; neben ihm kommt brauner Glimmer nicht gar selten vor, während Apatit nur in geringer, wenig bemerkbarer Menge vorhanden ist.

Bei der leichten und sicheren Erkennbarkeit dieses Typus, dessen mikroskopisches Bild auf Taf. XV, Fig. 1 dargestellt ist, ist es zu bedauern, dass derselbe nicht ein eng umgrenztes Ursprungsgebiet in Schweden besitzt, wodurch er für bestimmte Diluvialprobleme in hohem Maasse verwendbar würde.

Ausser bei Åsby in Elfdalen, nach welcher Lokalität dieser Typus genannt ist — die ältere Bezeichnung für dieses charakteristische Gestein ist Elfdalen-Hyperit — kommt derselbe theils in gang-, theils in deckenartiger Lagerungsform nach Törnebohm noch an verschiedenen Orten in Dalarne, Herjeådalen, Jemtland und dem nördlichen Ångermanland vor. Die grössere Zahl unserer Findlinge dürfte jedoch von Elfdalen herzuleiten sein, da die Provinzen des Norrlands nur in untergeordnetem Grade unter unseren Geschieben vertreten sind.

Als Geschiebe ist der Typus weit verbreitet. Ob die von Liebisch mit dem Elfdalenhyperit identificirten schlesischen Ge-

schiebe [1]) thatsächlich damit übereinstimmend sind, erscheint doch zweifelhaft, da die von ihm untersuchten Stücke sowohl in der Struktur wie in der mineralischen Zusammensetzung abweichen (namentlich fehlt der von Törnebohm als reichlich angegebene und auch in den Stücken der geologischen Anstalt reichlich vorhandene Olivin). Nach Geinitz [2]) kommen sie in ziemlicher Verbreitung über ganz Mecklenburg vor, beispielsweise bei Satow, Zarrentin, Waren, Krakow.

Neef [3]) constatirt ihr Vorkommen von Greifenberg in Pommern; bei 2 anderen Geschieben aus der Mark (von Chorinchen und Eberswalde) entscheidet er sich nicht mit Bestimmtheit. Haas [4]) giebt ihr Vorkommen aus Holstein an (Heide und am Strande bei Holtensee); nach Herbst [5]) soll Asby-Diabas auch in der Provinz Sachsen bei Wester-Egeln vorkommen.

Nach meinen Erfahrungen wird das in Rede stehende Gestein vielorts in der Mark angetroffen; die in der Sammlung vorhandenen Stücke stammen von Bernau nördlich von Berlin und Friesack und Fehrbellin westnordwestlich von Berlin. Die Universität bewahrt ein Stück von Rixdorf [6]).

Fernere in der Sammlung vertretene Fundorte sind noch Rostock und Schwerin in Mecklenburg, Bischofstein in Ostpreussen.

Die Asby-Diabase sind demnach nachgewiesen von der Elbe bis östlich der Weichsel, dürften jedenfalls aber auch viel weiter westlich vorkommen, was sich bis jetzt bei dem Mangel an Material nicht hat feststellen lassen.

Kinne-Diabas.

Eine gleich weite Verbreitung und charakteristische, leicht kenntliche Beschaffenheit theilt dieser Typus mit dem zuvor beschriebenen. Die Gesteine erscheinen ihrem äusseren Ansehen

---

1) Liebisch, Ueber die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874, S. 30.

2) l. c. S. 41.

3) l. c. S. 466.

4) l. c. S. 10.

5) Herbst, Åsby-Diabas bei Wester-Egeln. Leopoldina 1880.

6) Nachträglich habe ich noch ein grösseres Stück bei Neu-Ruppin gefunden.

nach kleinkörnig bis dicht und sind von schwärzlicher oder grünlich-schwarzer Farbe. Charakteristisch ist bei den dichten Varietäten der eigenthümliche schimmernde Glanz auf den Bruchflächen, bei den kleinkörnigen ein fleckiges Aussehen. Beide Erscheinungen haben dieselbe Ursache, die in der mikroskopischen Beschaffenheit begründet liegt. Stellenweise lässt sich makroskopisch Plagioklas in wasserhellen dünnen Krystallblättchen erkennen; Schwefelkies tritt als accessorisches Gemengtheil auf.

U. d. M. und im polarisirten Licht zeigen diese Diabase ein ganz charakteristisches Bild. Die Grundlage des Schliffes bildet ein Aggregat von grösseren (2—3 Millimeter), sehr frischen rundlichen Augitkörnern, die durchspickt werden von einer grossen Zahl kleiner und regellos gelagerter Plagioklaskrystalle. Olivin ist nur ganz ausnahmsweise frisch erhalten, meistens vollständig in Serpentin umgewandelt. Er verbreitet sich entweder in ziemlich gleichmässiger Vertheilung über den ganzen Schliff oder er häuft sich in der Mehrzahl der Fälle an den Berührungsstellen der grossen Augitindividuen zu Serpentinzonen an. Einen solchen Fall illustrirt die auf Tafel XV, Fig. 2 gegebene Abbildung eines typischen Kinne-Diabases. Eine ganz ähnliche Vertheilung zeigt auch der allerdings in weit geringerer Menge auftretende Magnetit resp. Schwefelkies. Jenes vorhin erwähnte schimmernde und fleckige Aussehen dieser Diabase erklärt sich aus dem Gegensatz zwischen dem frischen grosskörnigen Augit, der mit seinen Bruchflächen aus dem Gesteinsgemenge hervorleuchtet, und den mehr oder minder verwitterten übrigen Gemengtheilen. Wegen dieser auffälligen äusseren Beschaffenheit und Mikrostruktur können diese Geschiebe nicht leicht verkannt werden. Sie stimmen völlig überein mit den von Svedmark [1]) und Törnebohm beschriebenen Diabasen von der Kinnekulle und Billingen und repräsentiren den von Törnebohm aufgestellten Kinne-Typus. Törnebohm selbst hat an zweien unserer Geschiebe diesen Typus recognoscirt. Anstehend in Schweden sind Diabase mit dem geschilderten Habitus jedoch nicht nur an obigen Lokalitäten, sondern sie kommen auch an

[1]) Svedmark, Halle- och Hannebergs trapp. Stockholm 1878.

mehreren Orten in Schonen vor; es gilt also in dieser Beziehung dasselbe wie von den Asby-Diabasen.

Als Geschiebe zeigen sie eine weite Verbreitung. Die von mir untersuchten Stücke stammen aus der näheren Umgebung Berlins, ferner von den Sectionen Bernau und Biesenthal im Nordnordosten, von Section Friesack im Nordwesten von Berlin und von Section Garnsee an der unteren Weichsel.

Ueber weitere Kinne-Diabase aus der Mark Brandenburg, von Eberswalde, hat Neef [1]) berichtet, ebenso wird von ihm eines typischen Kinne-Diabases von Leipzig Erwähnung gethan; Geinitz [2]) beschreibt sie von Warnemünde und Zarrentin in Mecklenburg; aus Holstein sind sie jüngst durch Haas [3]) von mehreren Punkten bei Kiel bekannt geworden.

In der mehrfach citirten Abhandlung von Törnebohm ist noch eine Reihe anderweitiger typischer Olivin-Diabase aufgeführt: der Hunne- oder Salit-Diabas, durch 2 augitische Gemengtheile ausgezeichnet, der Särna-Diabas, der viel Uebereinstimmung mit dem Kinne-Diabas darbietet und falls nicht die durch Erzpartikeln getrübten Olivine zur Beobachtung gelangen, leicht mit diesem verwechselt werden kann, der Helleforsdiabas, der seinerseits mit dem Åsby-Typus viel Analoges hat, der charakteristische Ottfjälls-Diabas und endlich die Gruppe der Bronzitdiabase [4]). Ohne das Vorkommen dieser Typen unter unseren Geschieben bestreiten zu wollen — Geinitz führt einzelne mecklenburgische Geschiebe auf den Helleforsdiabas, Neef ein Geschiebe von Greifenberg in Pommern auf den Ottfjäll-Typus zurück — wage ich jedoch nicht bei dem Mangel an Vergleichsmaterial auf Grund der blossen Gesteinsschreibung einzelne Findlinge unserer Sammlung mit vorgenannten Diabas-Typen zu identificiren.

[1]) l. c. S. 467 und 468.

[2]) l. c. S. 48.

[3]) l. c. S. 9.

[4]) Diese werden in der angezogenen Arbeit Törnebohm's noch als Hyperitite (cf. S. 42) bezeichnet, ihnen wird später aber (Erläuterungen zu der geolog. Uebersichtskarte des mittleren Schwedens) von demselben Autor obiger Name beigelegt.

b. Diabas-Porphyre.

Bisher habe ich unter den olivinführenden Diabasporphyren nur solche beobachten können, bei denen der Plagioklas porphyrartig ausgeschieden ist. Erwähnt mag werden, dass sich die hierher gehörigen Gesteine durch ihr frisches, doleritisches Aussehen in auffälliger Weise von den stark mit den Verwitterungsprodukten erfüllten olivinfreien Diabasporphyren unterscheiden.

Durch ein besonders frisches Aeussere und charakteristisches Ansehen zeichnet sich das im Nachfolgenden beschriebene und auf Tafel XV, Fig. 3 abgebildete Geschiebe aus.

Die hierher gehörigen Gesteine haben eine sehr feinkörnige bis aphanitische Grundmasse von fast rein schwarzer Farbe und ganz geringem Stich in's Grünliche. Unverkennbar werden sie dadurch, dass in dieser dichten Grundmasse bis zollgrosse, breite, olivinähnliche Plagioklaskrystalle ausgeschieden liegen. Auf Bruchflächen, auf denen die Zwillingslamellirung nicht hervortritt, lassen sie sich bei ihrer glasigen Beschaffenheit und dem grünlichgelben Farbenton nicht von Olivin unterscheiden. Olivin selbst ist makroskopisch nicht wahrnehmbar.

U. d. M. erweist sich das Gestein als ein Gemenge von grösseren und kleineren Feldspathleisten, sowie von Augit in wirrer Anordnung, durchzogen von schmutzig gelbbraunen Serpentinpartikeln und eingesprengten Erzkörnern. Frischer Olivin ist nicht mehr vorhanden. Der eingesprengte Plagioklas zeigt schon Anfänge der Verwitterung in Form trüber Einlagerungen, der porphyrartige Feldspath dagegen, der bei gekreuzten Nicols unregelmässig wechselnde breite und schmale Zwillingslamellen erkennen lässt, ist noch wasserhell, und nur die nicht immer geradlinig verlaufenden Sprünge sind durch infiltrirte Substanz grünlich gefärbt. Da, wo mehrere Sprünge sich schaaren, hat eine Ausscheidung von Serpentin, meist in Aggregaten radialstrahliger Körnchen stattgefunden. Der hellbraune Augit bietet keine besonderen Eigenthümlichkeiten, bei der Verwitterung zertheilt er sich in einzelne rundliche Körnchen und liefert trübe braune Produkte.

Auch diese Geschiebe haben eine weite Verbreitung. Ich habe schon früher auf das Vorkommen dieses Diabasporphyrs in

der Gegend von Berlin, Rathenow, Stendal und Rostock aufmerksam gemacht [1]); ich kann diesen Fundorten ferner noch zufügen: Grimmen in Pommern und Bialla bei Arys in Ostpreussen. Ueber die Zugehörigkeit der durch Geinitz [2]) von Kröpelin und Mieckenhagen in Mecklenburg beschriebenen Gesteine zu diesen Diabasporphyren kann kein Zweifel bestehen.

Ueber ihre Heimath ist nichts Sicheres bekannt, wahrscheinlich sind sie finnischer Herkunft. Törnebohm, dem eins dieser Stücke, bei Bernau gefunden, zugeschickt war, äussert sich, dass es ihm in Schweden nicht bekannt sei.

Ob das folgende von Bernau herrührende Geschiebe diesem selben Typus angehört, muss ich unentschieden lassen.

Hinsichtlich der grossen olivinähnlichen Plagioklase zeigt es sehr viel Uebereinstimmung, dagegen ist das ganze Gestein von einer mehr grauen Farbe und unter dem Mikroskop erhält man durchaus das Bild typischer Kinne-Diabase. Eine Annäherung an diese Struktur bieten allerdings in geringem Maasse auch die obigen Vorkommnisse.

Im äusseren Ansehen abweichend, aber mikroskopisch übereinstimmend mit letzteren ist ein Geschiebe von Rummelsburg in Pommern, das mit blossem Auge nur dunkelgrünen Serpentin erkennen lässt, in dem grosse, apfelgrüne, aber ziemlich frische Plagioklase, mit röthlichen Flecken durchsprenkelt, liegen. U. d. M. zeigt sich jedoch auch leidlich frischer Augit.

II. Olivinfreie Diabase.

a. Isomer körnige Gesteine.

Oeje-Diabas.

Geschiebe, auf welche die Törnebohm'sche Beschreibung der in Dalarne in grösserer Mächtigkeit auftretenden Oeje-Diabase in allen Punkten anwendbar ist, gehören zu den häufigsten Vorkomm-

[1]) Berendt und Dames, Geognost. Beschreibung der Umgegend von Berlin. 1885, S. 91.

[2]) l. c. S. 55.

nissen unter den norddeutschen Diluvialfindlingen. Wiewohl ihre petrographische Beschaffenheit nicht so charakteristisch ist wie bei anderen Typen, so kann doch kein Zweifel bestehen, dass wenigstens in dem Gebiet zwischen Elbe und Weichsel die Mehrzahl der der Beschreibung entsprechenden Geschiebe auf Dalarne als ihre Heimath zurückzuführen sind. Für ein Paar derselben hat Törnebohm die Identificirung selbst bewirkt, für andere lässt sich obiger Ausspruch dadurch rechtfertigen, dass einmal, wie es aus der Untersuchung anderweitiger Geschiebe hervorgeht, Dalarne gerade für die in Rede stehende Gegend einen wesentlichen Theil seines Findlingmaterials geliefert hat und andererseits, dass sehr häufig in Vergesellschaftung mit den isomer körnigen Diabasen ausgezeichnete Diabasporphyre und Mandelsteine vorkommen, ein Verhältniss, das der charakteristischen Verbindung der anstehenden Oeje-Diabase mit solchen Abarten völlig entspricht.

Makroskopisch repräsentiren sich die Oeje-Diabase als sehr feinkörnige bis dichte, dunkelgrüne Gesteine von matter Oberflächenbeschaffenheit mit häufigen Quarz- resp. Calcedonmandeln.

U. d. M. bietet sich das Bild eines wirren Gemenges von Feldspathleisten und -leistchen, die im Innern oft einen trüben Kern zeigen, und hellbraunen Augitkörnern sowie in grosser Menge viriditische Substanz. Dazwischen leuchten kleine, lebhaft polarisirende Epidotkügelchen hervor. Magneteisen in zahlreichen kleinen Körnern oder grösseren Lappen, zuweilen auch skelettartig gruppirt, liegen über dem ganzen Schliff verstreut.

Während dies das allgemeine Gepräge des Gesteins u. d. M. ist, finden im Einzelnen noch kleine Abänderungen statt. Auf Taf. XV, Fig. 4 ist das gewöhnliche Aussehen der kleinkörnigen Oeje-Diabase wieder zu geben versucht worden. Fig. 5 auf derselben Tafel stellt dagegen eine dichte Varietät dar, in welcher der Augit und die viriditische Substanz eine Art Grundmasse bilden, worin die Plagioklasleisten und Erzkörnchen eingebettet sind.

Ausser einer Reihe von märkischen Lokalitäten[1]), worunter namentlich Rixdorf eine grössere Zahl von Stücken geliefert hat,

[1]) Einen Oeje-Diabas von Eberswalde habe ich früher schon beschrieben in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, S. 411.

kann ich von weiteren Fundorten noch aufführen: Bischofstein in Ostpreussen, Garnsee an der Weichsel, Schwerin in Mecklenburg, die Gegend von Stendal. Auch ein von mir in der Gegend von Lingen an der mittleren Ems gesammeltes Geschiebe scheint diesem Typus anzugehören.

Die grosse und allgemeine Verbreitung der Oeje-Diabase wird auch durch die grosse Verbreitung von auf diesen Typus zurückzuführenden Diabasmandelsteinen bestätigt. Ausser Quarz und Calcedon, von dem oben die Rede war, bestehen diese Mandeln auch noch aus Chlorophäit und Kalkspath.

Abgesehen von der grossen Reihe märkischer Vorkommnisse, die Neumark einbegriffen, die unsere Sammlung von diesem Mandelstein besitzt, seien noch erwähnt: Kalthof bei Preussisch-Holland in Ostpreussen, in Pommern Neuendorf bei Lauenburg, Kösternitz bei Cöslin, Stettin, Schwerin in Mecklenburg. Einen Diabasmandelstein von Schenkendorf, südlich von Berlin, hat Törnebohm selbst recognoscirt.

Ein weiterer charakteristischer Diabas-Typus wird durch 3 völlig mit einander übereinstimmende Findlinge von Berlin, Schollene (zwischen Rathenow und Havelberg gelegen) und Rostock repräsentirt. Es sind dunkelgrüne Gesteine, bei denen sich der Plagioklas in langen schmalen Leisten durch seine grünlich-weisse Farbe aus dem dunkelgrünen Grund des Gesteins abhebt. Das mikroskopische Bild, von dem Fig. 3, Taf. XVI eine Darstellung giebt, ist insofern eigenartig, als nicht nur der Plagioklas, sondern auch der Augit in langgestreckten Krystallen ausgebildet ist, die eingebettet liegen in einer durch die intensive Verwitterung dieser Diabase reichlich vorhandenen viriditischen Substanz. Letztere scheint hervorgegangen zu sein aus einem ursprünglich sehr feinkörnigen Gemenge von Plagioklas und Augit, das als Grundmasse zwischen den grösseren Krystallen derselben Art sich ausdehnte. Auch diese sind von der Verwitterung bereits in Angriff genommen, indem sich beim Plagioklas trübe Zersetzungsprodukte auf den Spaltflächen ablagerten, bei den Augiten, an denen häufig ein 8-seitiger Querschnitt wahrgenommen wird, sich eine feine, an Diallag erinnernde Längsspaltung bemerkbar macht — eine

Erscheinung, die sich an vielen Geschiebe-Diabasen wiederholt. Diese Zerspaltung oder besser Längsfaserung bringt es mit sich, dass bei der Herstellung der Dünnschliffe aus der Augitmasse oft grössere Stücke ausgesprungen sind, was bei allen Schliffpräparaten der zuvor genannten Vorkommnisse sich in gleicher Weise beobachten lässt. Bei weiterer Zersetzung erfahren diese Augite eine rundliche Einkerbung, die so weit gehen kann, dass die nach der Verticalaxe langgestreckten Augitleisten sich in einzelne abgerundete Körner auflösen. Den Schluss der Umwandlung bildet alsdann theils parallelfaseriger, theils verworren schuppiger Chlorit, untermengt und peripherisch umsäumt von rundlichem oder stachelspitzigem Epidot. Gleichzeitig findet Erzausscheidung statt in Form von Körnchen und Stäbchen.

Ueber die Heimath dieser Diabase lässt sich nichts bestimmtes ausmachen. Das Stück aus der Gegend von Berlin hat Törnebohm vorgelegen, und nach ihm ist es in Schweden nicht bekannt; es liegt demnach die Wahrscheinlichkeit vor, dass wir es mit einer finländischen Provenienz zu thun haben.

Ausserordentlich viel Uebereinstimmung sowohl im äussern Ansehen wie in der Mikrostruktur mit den zuletzt beschriebenen Geschieben bieten zwei andere Findlinge, der eine von Rostock, der andere von Bischofstein in Ostpreussen. Alles ist von derselben Beschaffenheit; die lang leistenförmigen Augite, die viriditische Zwischenmasse erscheint in ganz derselben Weise; ein Unterschied wird nur bedingt durch den in wesentlicher Menge in den Mineralverband eintretenden Apatit, dessen langgezogenen, relativ grossen Krystalle kreuz und quer im Präparat liegen und auch die übrigen Gemengtheile durchspicken, und der auch makroskopisch deutlich wahrnehmbar ist. Die sechsseitigen Querschnitte zeigen oft einen Kern viriditischer Substanz. Etwas verschieden ist auch die Umwandlung des Augits, der sich dabei nicht durch Quertheilung in einzelne rundliche Körner, sondern durch Längstheilung in eigenthümliche lang-zahnartige Fragmente auflöst. (Vergl. Fig. 1 auf Taf. XVI.)

Ob diese geringen Unterschiede eine Abtrennung der letzterwähnten Geschiebe von den vorhergehenden bedingen, will ich

dahin gestellt sein lassen. Mit irgend welchen aus Schweden beschriebenen Diabasen zeigen sie keine Uebereinstimmung, und auch sie dürften vielleicht finländischen Ursprungs sein.

b. Diabas-Porphyre.

Unter unseren olivinfreien Diabasporphyren kommen 2 Arten desselben vor: solche, die den porphyrartigen Habitus durch den Plagioklas und solche, die ihn durch den Augit erlangen. Nur die ersteren ziehe ich für dieses Mal in Betrachtung.

Dieselben haben trotz mancherlei Uebereinstimmungen in ihrem Aeusseren, doch keinen ausgeprägten und constanten Charakter, und sind deshalb nur schwer und unsicher auf bestimmte skandinavische Gesteine zurückzuführen. Es sind durchweg aphanitische Gesteine mit dunkelgrüner Grundmasse, in denen rein weisse oder grünliche, nur selten röthlich gefärbte Plagioklase von beträchtlicher Grösse (über Zollgrösse), die bald mehr breittafelig, bald mehr lang-leistenförmig entwickelt sind, ausgeschieden liegen. Ein grosser Theil unter ihnen zeigt u. d. M. die petrographische Beschaffenheit der zuvor beschriebenen Oeje-Diabase, denen auch bei der besonders porphyrartigen Ausbildung dieses Vorkommens eine grosse Zahl zugerechnet werden müssen. Von einem Geschiebe von Stralsund, das mit genau gleicher Ausbildung in der Gegend von Berlin vorkommt, bestätigt dies Törnebohm direct, indem er bemerkt, dass dasselbe »identisch mit dem porphyrischen Diabas von Transtrand in Dalekarlien (Oeje-Typus)« sei. Wegen der durch Törnebohm bewirkten Recognition seien noch erwähnt, dass ein Findling von Berlin »mit dem porphyrischen Diabas von Skruf in Småland gut übereinstimmt.« Von einem anderen Geschiebe von Hermsdorf sagt derselbe Autor: »Ein makroskopisch wie mikroskopisch ganz ähnliches Gestein findet sich als Gänge im Gneiss bei Landsort (südl. von Stockholm). Mit keinem anderen mir bekannten Vorkommen vergleichbar.« Andere Diabasporphyre, von Trebbin bei Berlin und Cöslin in Pommern, waren dagegen Törnebohm in Schweden nicht bekannt.

Anschliessend an die Diabase möchte ich hier noch drei unter einander völlig gleiche Geschiebe aufführen, die allerdings durch das Vorhandensein typischer Basis zu den Augitporphyriten zu stellen sind. Bekannt ist, dass bei den schwedischen Geologen die Basisführung eines Gesteins noch nicht Veranlassung giebt, dasselbe von den eigentlichen Diabasen abzutrennen.

Die erwähnten 3 Geschiebe stammen von Nadebar bei Pollnow in Hinterpommern, von Marienwerder und von Friesack.

Davon zeichnet sich das zuerst genannte durch grosse Frische aus. In dem schwarzen dichten Gestein von basaltischem Aussehen sind mit blossem Auge nur einzelne ausgeschiedene Feldspathtafeln zu erkennen. Das mikroskopische Bild ist in Fig. 2 auf Taf. XVI dargestellt. In einer rauchbraunen amorphen, mit trichitischen Gebilden fast ganz erfüllten Grundmasse liegen ausser einer grossen Menge punkt- und stäbchenförmiger, sowie axial angeordneter Magnetitkryställchen zahlreiche Feldspathleisten.

Von diesen treten oft 2—3 solcher Plagioklasleisten von verschiedener Länge mit annähernd parallelen Längsflächen aneinander, wobei an den Berührungsstellen eine lineare Zwischenlagerung von Gesteinsbasis sichtbar wird. Durch die ungleiche Länge der zusammentretenden Leisten wird bei beginnender Zersetzung der Eindruck erweckt, als ob die Plagioklaskrystalle an ihren Enden ausgefranst seien. Augit ist in frischem Zustand gar nicht mehr erhalten, ist überhaupt im Gestein nur in geringer Menge vorhanden gewesen. Er hat sich bei der Umwandlung in ganz blass- oder blaugrüne Körner aufgelöst, die theils Epidot-, theils Chloritschuppen zu sein scheinen.

Ueber die Provenienz dieser Geschiebe vermag ich nichts zu sagen.

Gabbro.

Schwieriger als bei den Diabasen ist es bei den Gabbro-Geschieben, auf Grund charakteristischer Structuren und Mineralaggregationen bestimmte Typen auszuscheiden. Die grosse Variabilität im mineralogischen Bestande, welche seitens der skandi-

navischen Geologen bei der Betrachtung des anstehenden Gesteins hervorgehoben wird, äussert sich in noch höherem Maasse bei den Findlingen, so dass es geradezu schwer hält, unter der Zahl der vorhandenen Stücke zwei in allen Punkten übereinstimmende herauszufinden. Ja, die von verschiedenen Seiten ein und desselben Blockes gefertigten Dünnschliffe zeigen nicht immer die gleiche Mineral-Zusammensetzung.

Namentlich ist es der in Skandinavien als Regel geltende Uebergang von typischen Gabbros in normale Diorite, der zu Unbestimmtheiten der Geschiebeclassification beiträgt. Auch nach dem Vorkommen von Olivin, sowie nach dem Eintreten von Hypersthen in den Mineralbestand lassen sich keine Gruppen bilden, ohne Gefahr zu laufen, eng Zusammengehöriges von einander zu trennen. Mit Rücksicht hierauf scheint es mir bei Betrachtung des Gabbro am zweckmässigsten, den allgemeinen Habitus im äusseren Ansehen und in der Structur zum Ausgangspunkt zu nehmen und in den dadurch entstehenden grösseren Gruppen die einzelnen, durch besondere charakteristische Merkmale ausgezeichneten Gesteinsstücke einzeln aufzuführen.

Solche grössere Gruppen lassen sich nach dem mir gegenwärtig vorliegenden Material drei unterscheiden:

1. Gabbro mit sogen. hyperitartigem Habitus.

2. Dioritgabbros, die sowohl durch ihre Structur wie durch makroskopisch erkennbare Einmengung von Hornblende dioritartig werden.

3. Saussuritgabbro, durch saussuritartigen Plagioklas gekennzeichnet.

1. Gabbro mit hyperitartigem Habitus.

Obwohl die hierhergehörigen Gesteine bei näherer mikroskopischer Betrachtung keineswegs gleich sind, zeigen sie doch in ihrem äusseren Ansehen einen so übereinstimmenden, auffälligen Habitus — der in Schweden wohl als hyperitischer bezeichnet worden ist und sich in typischster Ausbildung an den Gesteinen der eigenthümlichen Hyperitzone, die das westliche Schweden von Wermland bis Schonen durchzieht, ausgeprägt findet — dass man

sie, wenn nicht eine Untersuchung des Dünnschliffes nachfolgt, ohne Weiteres als idente Gesteine ansehen würde.

Es sind durchweg klein- bis mittelkörnige Geschiebe von dunkler blau- oder braunschwarzer Farbe und gewöhnlich sehr frischem Aussehen. Die Plagioklase sind meist nicht leistenförmig entwickelt, sondern treten in flach tafeligen Krystallkörnern auf, und da sie an und für sich schon graublau gefärbt sind, so erscheinen sie auf dem dunkeln Hintergrund des Gesteins ebenso dunkel wie der augitische Gemengtheil, von dem sie sich nur durch ihre vollkommenere und besser hervortretende Spaltbarkeit abheben. Bei den meisten dieser Gesteine sind ausserdem die metallisch glänzenden Körner von Magnet- oder Titaneisen makroskopisch wahrnehmbar.

Mikroskopisch näher untersuchte Geschiebe von obiger Beschaffenheit besitzt die Sammlung von Schulau bei Altona, Arneburg in der Altmark, Rostock, Rhinow und Friesack.

Wieweit sich Differenzen in der mikroskopischen Beschaffenheit einstellen, soll im Folgenden dargelegt werden.

In dem Stück von Schulau lagern in einem durch massenhafte Anhäufung von Einlagerungen wie schattirt aussehenden Diallag, dessen Menge nicht allzusehr hinter der der Plagioklase zurücksteht, und umschlossen von diesem Diallag braune deutlich pleochroitische (hellbraun bis dunkelbraun) Hypersthene. Die Contouren des Hypersthens und seine Verwachsung mit dem monoklinen Augit sind unregelmässig. Bei beginnender Verwitterung, bei der sich der Hypersthen entfärbt, schwindet überhaupt eine bei gewöhnlichem Licht sichtbare Abgrenzung, die erst bei gekreuzten Nicols wahrnehmbar wird. Bei der Umwandlung der Diallags bildet sich gewöhnlich ein Hornblendesaum, sowie Eisenglimmer.

Doch sind auch einzelne Partikel von primärem Biotit vorhanden. Die eigenartige Zusammensetzung dieses Geschiebes gewährt einen Anhalt zur Heimathsbestimmung. Es gehört zu den Hyperiten aus jener zuvor erwähnten, das südliche Schweden von Norden nach Süden durchziehenden Zone, was auch Törnebohm, dem das Stück vorgelegen hat, bestätigt und der zur Frage der näheren Heimath bemerkt, dass »nur in den Hyperiten aus dem

südwestlichen Westgothland der monosymmetrische Pyroxen so diallagartig entwickelt ist.«

Den Hyperiten obiger Zone, die zumeist noch durch Olivinführung ausgezeichnet sind und die zu den best-charakterisirten Gesteinen Schwedens gehören, empfiehlt es sich, bei ihrer bestimmten Verbreitungsart Aufmerksamkeit zuzuwenden und ihre Verbreitung als Geschiebe festzustellen. Nach den wenigen Daten, die bisher vorliegen, hat es den Anschein, als ob sie auf den Theil Deutschlands westlich der Oder beschränkt seien. Das untersuchte Stück stammt aus Holstein, von Mecklenburg berichtet Geinitz, dass ihm die hypersthenführenden Gesteine nicht vorgekommen sind. Unter unseren Geschieben aus dem östlichen Deutschland ist es nicht vorhanden, wohl aber beschreibt Neef[1]) von Eberswalde und von Leipzig Hyperite, die ident sind mit dem Ölme-Hyperit aus Wermland[2]), welche also auch jener Zone angehören.

Ein mit dem eben erwähnten Ölme-Hyperit in vielen Punkten übereinstimmendes Gestein ist das von Rostock. Dasselbe ist auf Taf. XV, Fig. 4 abgebildet. U. d. M. erweist es sich mehr als $^2/_3$ aus Plagioklas bestehend, dessen breite Leisten unter allen Winkeln an einander stossen. Die übrigen Gemengtheile, Olivin, Augit und Titaneisen besitzen niemals Krystallumrisse, sondern werden in ihrer Umrandung durch die von den Feldspathen gelassenen Zwischenräume bestimmt. Die Plagioklase sind in ganz charakteristischer Weise braun gefärbt durch eine nicht näher festzustellende staubartige Substanz, welche wie Lappen in den Zwillingslamellen lagert oder sie gleichmässig schattirt, so dass diese auch im gewöhnlichen Licht scharf hervortreten. Nächst dem Plagioklas kommt der Olivin in reichlichster Menge vor. Derselbe tritt in grösseren, unregelmässig gestalteten Körnern von heller, etwas ölgrüner Färbung auf und wird durchzogen von breiten, unregelmässigen Sprüngen. Für ihn sind die punkt- und stäbchenförmigen Magnetit-Einlagerungen, die sich im Innern

[1]) l. c. S. 482.
[2]) l. c. S. 36.

der durch die Sprünge abgetheilten Felder angehäuft finden, charakteristisch. Der Augit tritt in untergeordneter Menge im Gestein auf, und zwar in zwei Varietäten, von denen die eine durch schiefe Auslöschung und durch Diagonalspaltbarkeit sich als Diallag charakterisirt, während die andere, durch einen aschgrauen Farbenton ausgezeichnet, gewöhnlicher Pyroxen ist. In relativ reichlicher Menge erscheinen Lappen von Magneteisen, welche in ganz charakteristischer Weise einen Saum von ledergelbem Eisenglimmer und darum einen sehr schmalen Rand von Hornblende besitzen, welches letztere Mineral sich jedoch nur da findet, wo das Erz gegen den Plagioklas, nicht gegen den Olivin und Augit grenzt.

Dieses Geschiebe stimmt in allen Punkten überein mit einem von LANG [1]) beschriebenen Gestein von Wellen im Herzogthum Bremen. Bemerkenswerth ist die Coincidenz aller wesentlichen Merkmale des Ölme-Hyperites mit diesen Geschieben von Rostock und Wellen, nur der Hypersthen fehlt. Ob dennoch eine Identificirung zulässig ist und das Fehlen des Hypersthens nur auf Rechnung der Variabilität in der mineralogischen Zusammensetzung zu setzen ist, muss ich dahin gestellt sein lassen.

Durch Reichthum an Hypersthen ist dagegen das Geschiebe von Arneburg ausgezeichnet, von dem Fig. 5 auf Taf. XV ein Bild giebt. Der mineralogische Bestand desselben ist Plagioklas, Hypersthen, Diallag, Titaneisen, Biotit und secundäre Hornblende.

Die breit tafeligen und kurzen Feldspathe, die an Menge vorherrschen, sind durch Verwitterung leicht weisslich getrübt, wie punktirt, in wenigen Flecken aber noch lichtbräunlich gefärbt, so das ursprünglich die Plagioklase ein Aussehen gehabt haben mögen wie die in dem zuvor beschriebenen Gestein von Rostock. Im polarisirten Licht zeigt sich die Verwitterung der Plagioklase als gering, denn die Zwillingslamellen treten deutlich hervor in lebhaften Farben. — Regellos zerstreut über den Schliff

[1]) H. O. LANG, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Göttingen 1879. S. 129, No. 38.

finden sich die beiden augitischen Gemengtheile, der Hypersthen und der Diallag in eigenthümlich abgerundeten, wie angeschmolzen aussehenden Körnern und Körneraggregaten. Beide sind oft derart mit einander verwachsen, dass innerhalb der Körneraggregate ein Theil derselben vom Diallag, ein anderer vom Hypersthen gebildet wird. Gewöhnlich zeichnet sich der letztere, der im Schliffe vorwiegt, durch kräftigen Pleochroismus aus (von kupferroth bis grün), allein es giebt auch einzelne Durchschnitte, die vom Diallag nur durch Berücksichtigung der Auslöschungsrichtung unterschieden werden können. Im gewöhnlichen Licht sind beide Augite kaum aus einander zu halten, nur neigt der Diallag etwas mehr zur Umwandlung und ist schon, wenn auch im geringen Grade durch Zersetzungsprodukte, namentlich kleine braune Hornblendelappen, getrübt. Sonst aber hat die völlige Umwandlung einzelner Hypersthene und Diallage in grüne, weniger in braune Hornblende schon vollständig stattgefunden. Ausser spärlichem primären Biotit siedelt sich um die Erzkörner regelmässig ein lederfarbiger Saum von Eisenglimmer an.

Auch dieses Geschiebe hat Törnebohm vorgelegen und nach seiner Bestimmung »kommen ähnliche hypersthenreiche Gabbros mehrorts im nordöstlichen Småland vor.«

Von den oben erwähnten durch gleichartiges Aussehen ausgezeichneten Geschieben bleiben noch die beiden Vorkommnisse von Rhinow und Friesack zur Besprechung übrig, die sich auch mikroskopisch als ident ausweisen. Würde man das u. d. M. sich bietende Bild zum Ausgangspunkt genommen haben, so müsste man diese Geschiebe schon der nächsten Gruppe zuzählen, da Hornblende, wenn auch nur secundärer Entstehung, sich wesentlich betheiligt.

Es sind olivinfreie Plagioklas-Diallaggesteine. Plagioklas wiegt vor, tritt in kurzen Leisten auf und zeigt eine lichtbräunliche, unregelmässig vertheilte Färbung. Der Diallag ist von sehr heller, brauner Farbe und von zahlreichen Spaltrissen in der Richtung der Verticalaxe durchzogen. Ueberall zeigt er die Umwandlung zu grüner Hornblende. Bald umgiebt ihn diese mehr als Saum, bald ist die Umwandlung schon so weit fortgeschritten,

dass der Diallag nur als Kern innerhalb grösserer Hornblendemassen, mit deren Bildung gleichzeitig Erzabsonderung statthat, erscheint.

Ueber die nähere Heimath dieser Geschiebe ist nichts Bestimmtes auszumachen, da ähnliche Gesteine sich bei allen schwedischen Gabbrovorkommnissen finden.

Dioritgabbro.

Geschiebe, die zu dieser Gruppe zu rechnen sind, bilden die häufigsten Vertreter des Gabbro-Typus unter den Geschieben des norddeutschen Flachlandes. Wenn dieselben auch in ihrem Aussehen mannichfache Verschiedenheiten aufzuweisen haben, so besitzen sie doch einen gewissen, schwer in Worte zu kleidenden Habitus, der sie leicht auf den ersten Blick erkennen lässt. Die für diese Uebersicht in Frage kommenden Geschiebe sind grob- bis mittelkörnige Gesteine. Die Plagioklase sind entweder ganz frisch, von glasiger Beschaffenheit und lassen schon makroskopisch eine überaus deutliche Zwillingsstreifung erkennen, wie in den Stücken von Belzig und Bischofstein, oder sie sind schon etwas getrübt, erscheinen matt und haben einen eigenthümlich violetten Farbenton, wie in den Findlingen von Berlin und Arneburg. Der Diallag tritt oft in grosser Menge und grossen Krystallen in die Mineralcombination ein, zuweilen tritt er aber auch so sehr zurück, dass das ganze Gestein fast nur aus Plagioklas zu bestehen scheint. Seine Farbe ist entweder bräunlich schillernd oder grünlich, und in letzterem Falle ist makroskopisch eine Unterscheidung von dem auch vorhandenen Amphibol nicht immer leicht. Olivin habe ich in keinen der mir vorliegenden Geschiebe beobachtet, obwohl derselbe in den skandinavischen Dioritgabbros nicht selten ist und auch von Geinitz in mecklenburgischen zu dieser Gruppe zu zählenden Geschieben gefunden ist. Von accessorischen, schon mit dem blossen Auge zu erkennenden Gemengtheilen sind noch Magneteisen zu erwähnen. U. d. M. bieten sie nur im Grossen und Ganzen übereinstimmende Züge, während im Einzelnen mancherlei Abweichungen stattfinden. Der Plagioklas hat selten etwas Charakteristisches, nur wird er bei der Mehrzahl

der Geschiebe in einzelnen Partien so von Quarzstengeln durchspickt, dass ein sogen. Schriftfeldspath entsteht. Der Diallag zeigt in den Stücken von Belzig und Bischofstein eine graubraune Färbung und eine dichte haarförmige Faserung, die wie eingelagerte minutiöse Zwillingslamellen aussieht, bei anderen Stücken von Friesack und Joachimsthal lässt der lichtbräunliche Diallag dagegen sehr scharfe Spaltungsrisse erkennen. Charakteristisch ist für sie, dass sie fleckenweise dicht erfüllt sind mit Magnetitkörnchen, die sich oft zu Linien ordnen, welche unter spitzem Winkel die Spaltungsrisse durchschneiden.

Ueberall umsäumt Hornblende den Pyroxen und die Umwandlung geht in der Weise von Statten, dass zunächst die Peripherie angegriffen wird, und von dieser die entstehenden Hornblendeblättchen und Fasern, die zuweilen wellig gebogen sind, nach dem Innern zu fortschreiten. Vielfach ist der Kern noch völlig frisch, wie das auch auf dem Bilde Taf. XVI, Fig. 5 dargestellt ist. Als weiteres secundäres Produkt findet sich viel ledergelber Glimmer, der die Erzkörner umkleidet.

Bei der grossen Variabilität des Gesteinscharakters in allen Dioritgabbrovorkommnissen Skandinaviens wird es vielfach zu einer Unmöglichkeit, für unsere Geschiebe sichere Ursprungsangaben zu machen, wenn auch die petrographischen Verhältnisse sonst grosse Uebereinstimmung zeigen. Doch kann man aus einem anderen Grunde schliessen, dass sehr viele, wenn nicht die meisten der in der Mark gefundenen Dioritgabbro-Geschiebe auf das grösste und typischste der schwedischen Vorkommnisse, das von Rådmansö zurückzuführen sind. Denn gerade die im Nordosten von Stockholm zwischen dieser Stadt und Norrtelge gelegene und durch das Auftreten von Gabbro ausgezeichnete Gegend ist durch ihre starke Betheiligung bei der Zusammensetzung des märkischen Geschiebematerials höchst charakteristisch, andererseits hat Törnebohm einige unserer Geschiebe direct mit dem dortigen Vorkommen, beispielsweise die Stücke von Berlin und Joachimsthal, identificirt, auch findet man für die verschiedenartigen Abweichungen genau entsprechende Analoga in den zahlreichen von Svedmark in der letzten Zeit beschriebenen Varietäten des Rådmansö-Gabbro.

Saussurit-Gabbro.

Die beiden zu dieser Abtheilung zu stellenden Geschiebe von Schulau in Holstein und Schwerin in Mecklenburg, deren Uebereinstimmung so gross ist, dass sie von demselben Findlingsblock entnommen sein könnten, zeichnen sich durch einen ihnen eigenthümlichen Habitus vor den zuvor beschriebenen Dioritgabbros aus, mit denen sie sonst durch die auch vorhandene Umwandlung des Diallages in Hornblende manchen Berührungspunkt haben.

Es sind grobkörnige Gesteine von typischer Gabbrostruktur, die aus trübem grünlich-weissem Plagioklas und schwarzbraunem, schillerndem Diallag bestehen. Kein weiteres accessorisches Gemengtheil tritt hinzu.

U. d. M. zeigt der Plagioklas die saussuritartige Verwitterung, wodurch fast alle Zwillingsstreifung verloren geht. Der Diallag ist relativ frisch, von ganz lichter, nur wenig brauner Farbe und nur stellenweise durch Verwitterung erzeugte, staubartige Interpositionen getrübt.

Charakteristisch ist die auf einem Netz von bald mehr geradlinigen, bald mehr geschwungenen breiten Sprüngen, die jedoch in keiner Abhängigkeit von den Spaltrissen des Diallags stehen, sich verbreitende Smaragdit-Substanz, die an den Schaarungsstellen der Sprünge und an der Aussenseite in breiteren Partien auftritt.

Unter den schwedischen Gesteinen finden sich nicht recht entsprechende Typen; Törnebohm hat das Geschiebe von Schulau gesehen und dasselbe als nicht bekannt hingestellt. In völlig gleichen Stücken besitzt die Sammlung dieses Geschiebe nur, wie angegeben, von Schulau und Schwerin; etwas abweichend in seinem äusseren Ansehen, namentlich durch den beträchtlich frischeren Plagioklas erwies sich ein Findling von Gross-Möllen in Hinterpommern, für den ich aber doch dieselbe Heimath wie für die beiden anderen Geschiebe in Anspruch nehmen möchte.

Eines eigenthümlichen Gesteins sei zum Schlusse noch Erwähnung gethan, das sich sowohl durch seinen äusseren Habitus

wie durch seine mineralogische Zusammensetzung von den bisher aufgezählten Gabbros unterscheidet. Dasselbe ist bisher nur in einem, von Rostock stammenden Stück beobachtet worden. Es ist ein mittelkörniges frisches Gestein, in welchem neben meist noch wasserhellen langen und breiten Feldspathleisten, die stellenweise röthliche Verwitterungsflecken besitzen, nur noch dunkelbrauner bis schwarzer Augit und Magneteisen zu beobachten ist. In einiger Entfernung gesehen macht das Gestein wegen seiner Struktur und der röthlichen Plagioklas-Verwitterung ganz den Eindruck eines Granits.

U. d. M. erkennt man noch als weiteren Gemengtheil Biotit in unregelmässig umrandeten Blättchen. Ueber die mikroskopische Beschaffenheit der Plagioklaskrystalle giebt Fig. 6 auf Taf. XV Aufschluss. Auffällig ist nur und verdient einige Worte der Augit. Von demselben sind mindestens 2 Varietäten vorhanden, ein intensiv braun gefärbter, durch haarförmige Interpositionen charakteristischer Diallag und ein lichterer durch seine gerade Auslöschung als Bronzit anzusprechender Pyroxen. Besonders auffällig ist der letztere durch die grosse Anzahl von runden, auch dreieckigen Einlagerungen — sie bilden an manchen Stellen des Schliffes fast eben so viel Masse wie der umhüllende Bronzit — die demselben bei gekreuzten Nicols wegen ihrer kräftigen Polarisationsfarben ein überraschendes Aussehen geben. Ueber die Natur dieser Interpositionen ist nichts auszumachen, vielleicht sind es Verwachsungen zweier Augitarten. Bei gewöhnlichem Licht ist von diesen Interpositionen nichts sichtbar. Neben den erwähnten beiden Augiten kommt noch ein dritter in untergeordneter Menge, der auf den ersten Blick leicht mit dem Bronzit verwechselt werden kann, wenn nicht seine schiefe Auslöschung davor bewahrte, vor.

Hinsichtlich des Ursprungs dieses Geschiebes hat sich bisher nichts ausmachen lassen.

Geognostische Skizze der Gegend von Glogau und das Tiefbohrloch in dortiger Kriegsschule.

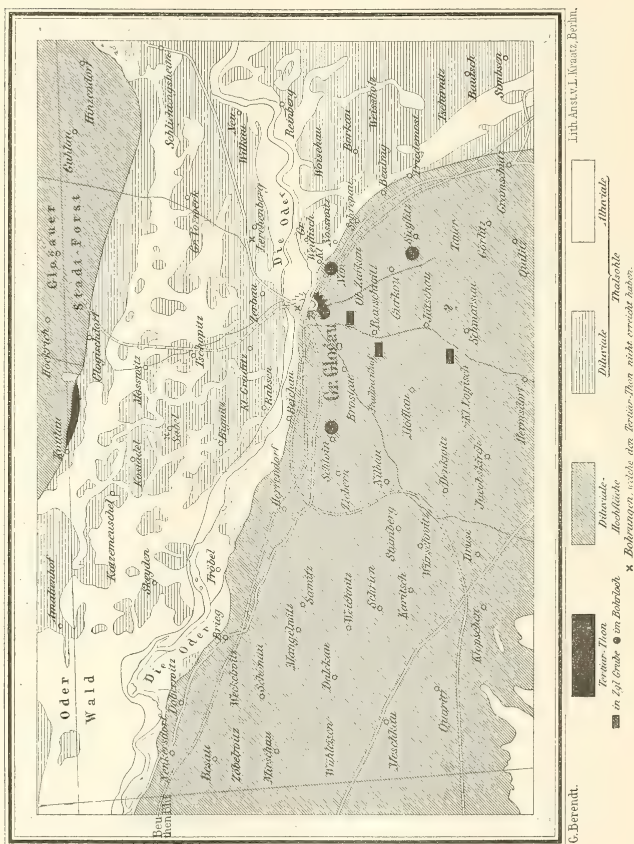
Von Herrn **G. Berendt** in Berlin.

(Mit einer Kartenskizze.)

Bei Beantwortung der mir im Jahre 1880 seitens der Kgl. Intendantur des V. Armee-Corps bezw. der Garnison-Bauverwaltung zu Glogau vorgelegten Frage: »Ob bezw. in welcher Tiefe eine Fortsetzung der bereits bis zu 60 Meter erfolglos niedergebrachten Tiefbohrung auf dem Terrain der damals erst im Bau begriffenen Kriegsschule im Stadterweiterungsterrain zu Glogau auf Erfolg d. h. auf Erbohrung guten Trinkwassers rechnen dürfe«, mussten, da entsprechende Erfahrungen in Glogau noch nicht vorlagen, die geognostischen Lagerungsverhältnisse der ganzen Umgegend Glogau's in's Auge gefasst werden. Eine, wenn auch nur flüchtige Orientirung in derselben ergab den in den folgenden Zeilen niedergelegten Anhalt, dessen Veröffentlichung durch die nunmehr auch vorliegenden und im Anschluss gleichfalls mitgetheilten Bohrergebnisse vielleicht nicht ganz ohne allgemeineres Interesse sein dürfte, jedenfalls aber einiges neue Beobachtungsmaterial bietet.

Die Umgegend von Glogau.

Glogau selbst liegt auf dem südlichen Rande des sich nach Osten erweiternden, durchschnittlich auf ungefähr eine Meile Breite zu bemessenden Oderthales. Den genaueren Verlauf dieser Ränder bezeichnen im Norden die Orte Kuttlau, Glogischdorf, Schlichtingsheim und Attendorf; im Süden Nenkersdorf, Doberwitz, Brieg, Fröbel, Beichau, Glogau, Schrepau, Beutnig und Priedemost, von wo der weitere, hier nicht besonders in Rede kommende Verlauf immer mehr nach Süden umbiegt (s. d. Kartenskizze).


Oder Wald
Glogauer Stadt-Forst
Die Oder
Gr. Glogau
Tertiär-Thon
in Zgl Grube ● im Bohrloch
Diluviale-Hochfläche
Diluviale
Thalsohle
Alluviale
× Bohrungen, welche den Tertiär-Thon nicht erreicht haben.
G. Berendt.
Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin.

Während das Terrain nördlich und südlich dieses breiten Thales in welligem Auf und Nieder mehr und mehr ansteigt, bildet die Sohle des Thales eine ziemlich horizontale Fläche, in welcher ausser dem Lauf der Oder nur eine Anzahl Wiesenschlängen flach eingeschnitten sind.

Betrachten wir zunächst die südliche, für Glogau und seine Wasserversorgung in erster Reihe in Betracht kommende Hochfläche, so zeigt eine ziemliche Anzahl Aufschlüsse, dass überall in derselben unter mehr oder weniger bemerkenswerther Bedeckung diluvialer Lehm-, Sand- oder Grandschichten ein fetter, meist hellblaugrauer, stellenweise aber auch blutrother tertiärer Thon (Letten) den Kern derselben bildet.

Genannter Tertiärthon steht nicht nur bereits in der Sohle der südlichen Festungsgräben Glogau's an, sondern ist auch stromaufwärts von der früheren Fortifikationsziegelei bei Kl. Weidisch eine Zeit lang zum Betriebe der Ziegelei abgebaut worden. Derselbe Tertiärthon ist, nach Ausweis der Bohrregister des Brunnenbaumeister SEIFFERT in Ndr.-Zarkau (beim Brauereibesitzer FASOLD) ca. 17 Meter unter Oberfläche erbohrt, und ebenso des weiteren unterhalb Glogau in Schloin in mehreren hier angestellten Bohrversuchen regelmässig erreicht worden. Denselben Tertiärthon bauen ferner die nicht unbedeutenden Ziegeleien zu Lindenruh, Paulinenhof (theils blutrother Thon) und bei Jaetschau, sämmtlich südlich Glogau, und ist derselbe nicht minder bei den städtischen Wasserleitungsarbeiten nördlich Gurkau (in 12 Meter Tiefe) wie auch in einem Bohrloche in den Gurkauer Bergen auf dem Terrain des Möbelhändler WEISSBACH (in 6 Meter Tiefe) in gleicher Weise getroffen. Derselbe Tertiärthon soll endlich auf dem nördlichen Thalrande bei Kuttlau, zum Theil gerade in der blutrothen Ausbildung, anstehen.

Trotz der namhaften Mächtigkeit dieses Tertiärthons, welcher in Ndr.-Zarkau bei 41 Meter unter Oberfläche, in dem in Rede stehenden Bohrloche der Kriegsschule in Glogau (wo er in 6 Meter unter Oberfläche oder 6,5 Meter über dem Nullpunkt des Glogauer Pegels bereits beginnt) sogar bei 60 Meter unter Oberfläche oder

47,50 Meter unter Nullpunkt des Glogauer Oderpegels bezw. 53 bis 54 Meter unter der Sohle des Oderthales noch nicht durchsunken war, haben sämmtliche im Oderthale niedergebrachte Bohrlöcher ihn bisher, selbst bis zu der namhaften Tiefe von 63 Meter unter Thalsohle oder 57,5 Meter unter Glogauer Nullpunkt, nicht erreicht und beweisen somit, dass entweder die einstige Ausfurchung des meilenbreiten Thales bis in mindestens die genannte Tiefe hinabreichte oder hier eine gewaltige Grabenversenkung vorliegt. So erreichten nicht nur eine Anzahl flacherer Bohrungen von 15 bis 22 Meter Tiefe, wie in der Germershausen'schen Oelmühle auf dem sogen. Dom in Glogau, auf der Siederei nahe der Oderbrücke und auf dem Terrain der projektirten Fahrerkaserne ebendaselbst und nicht minder in weiterer Entfernung, wie im Dorfe Sabel ca. 1 Meile thalabwärts das Thonlager nicht, es ergab vielmehr das tiefe städtische Bohrloch auf der sogen. Domfreiheit bezw. Dominsel in Glogau dasselbe Resultat bei 63 Meter Tiefe. Ebenso traf auch das behufs Gewinnung von Trinkwasser bei den Offizierbaracken im Lager zu Lerchenberg gestossene Bohrloch bis zu der erreichten Tiefe von 37,3 Meter das genannte Thonlager nicht.

Die ganze Thalfläche mit ihren durch einzelne Thonschichten getrennten mehr oder weniger wasserführenden Sanden, also alles Terrain nördlich Glogau kann somit als ausser Zusammenhang mit den Lagerungsverhältnissen unter der auf dem linken Oderufer gelegenen eigentlichen Stadt stehend, für das Terrain der projektirten Kriegsschule bezw. ihre Wasserversorgung gänzlich ausser Betracht bleiben. In dieser Hinsicht kommt vielmehr nur noch die südlich ansteigende Hochfläche in Rechnung.

Innerhalb dieser Hochfläche steigt nun auch die tertiäre Thonschicht nach Süden zu immer mehr und mehr an. So liegt die Oberkante des Thonlagers, welche in dem Bohrloche der Kriegsschule nur 8 Meter über den Nullpunkt des Glogauer Pegels hinaufreicht, schon auf dem Terrain der städtischen Sammel-Brunnen nördlich Gurkau in 28 Meter und vielleicht ebenso hoch auf der Ziegelei Lindenruh, steigt dann bis zur Ziegelei von Pau-

linenhof auf etwa + 55 Meter, erreicht in dem Bohrloch in den Gurkauer Bergen ungefähr einige 70 Meter über dem Glogauer Nullpunkt und steigt bis zu den Thonbergen hinter Jaetschau offenbar noch höher. Die Wahrscheinlichkeit ist somit gross, dass bei einem so regelrecht zusammenhängenden und allmählich ansteigenden Thonlager nach Durchbohrung desselben, gleichviel in welcher Tiefe, eine darunterlagernde Sandschicht nicht nur reichliche, sondern unter namhaftem Drucke stehende, also direkt ausfliessende Wasser liefern wird. Dass solches annähernd schon bei kleinen in den Thon eingelagerten Sandschichten der Fall ist, beweist nicht nur die ganze Bohrung in Ndr.-Zarkau, wo bei 41 Meter Tiefe eine solche eingelagerte Sandschicht von nur 0,70 Meter Mächtigkeit gutes, bis zum Spiegel des Grundwassers aufsteigendes Wasser liefert, sondern auch das ebenfalls schon genannte Bohrloch in den Gurkauer Bergen, in welchem nach Durchbohrung von 16 Meter des fetten blauen Letten, feinsandige, sogenannte Schliefsandschichten, welche jedenfalls auch nur als eine Einlagerung zu betrachten sind, bei meiner Anwesenheit eine Wassertiefe von 13 Meter im Bohrloche zeigten.

Irgend ein Grund für die Annahme, dass das unter dem Thonlager zu erschrotende Wasser den Anforderungen eines guten Trinkwassers nicht entsprechen würde, lag ebenfalls nicht vor, zumal Salzsoole, die bei Tiefbohrungen im Flachlande in letzter Zeit mehrfach störend geworden ist, bisher in Schlesien, bezw. der Nachbarschaft nicht erbohrt worden ist.

Nach alledem, und da die Mächtigkeit einer Thonschicht doch immerhin ihre Grenzen hat, 56 Meter wie in dem in Rede stehenden Bohrloche schon immer für eine namhafte Mächtigkeit zu rechnen ist, eine Mächtigkeit von 150 Meter mir aber erst in einem Falle, bei dem Septarienthon des Spandauer Bohrloches, hier im Flachlande vorgekommen ist, während andererseits die Bohrtechnik gerade in den letzten Jahren durch Anwendung der Spülbohrung die mit der Tiefe zunehmende Schwierigkeit, Kostspieligkeit und Zeitdauer fast überwunden hat, konnte ich nur rathen, die Bohrung bis zu vollständiger Durchsinkung des Thonlagers fortzusetzen.

Das Bohrloch in der Kriegsschule.

Die mit einem 30 Centimeter weiten schmiedeeisernen Futterrohre seiner Zeit begonnene Bohrung wurde dem in obigem Sinne erstatteten Gutachten entsprechend in der Folge fortgesetzt und als bei 75,83 Meter ein weiteres Senken der ersten Röhrentour nicht mehr zu erreichen war, eine zweite 25 Centimeter im Lichten weite schmiedeeiserne Röhrentour eingesetzt. Mit dieser erreichte man eine Tiefe von 120,16 Meter und bohrte sodann in dem hinreichend standfähigen Thon noch bis zu 123,5 Meter unter Oberfläche, in welcher Tiefe am 16. August 1882 eine, reichliches Wasser führende, grobe Kiesschicht aufgeschlossen wurde. Das Wasser stieg bis + 6,5 Meter über Glogauer Oderpegel oder 6 Meter unter Oberfläche.

Bei einer Entnahme von 40 Liter in der Minute senkte sich der Wasserspiegel im Rohre um rund 1,30 Meter und bei der gesteigerten Entnahme von 102 Liter in der Minute, bei wochenlang fortgesetztem Pumpen um 2,75 Meter, also bis auf + 3,75 Meter Glogauer Oderpegel. Die analytische Untersuchung ergab, dass das Wasser den an ein Normalwasser zu stellenden Anforderungen entsprach und wird solches auch durch die Wiederholung der Analyse Ende des Jahres 1885 bestätigt. Die Analysen ergaben:

in 100000 Theilen:

	Analyse v. 1. Sept. 1882	Analyse v. 19. Nov. 1885
Chlor	0,35 Theile	0,355 Theile
Schwefelsäure . . .	2,75 »	1,60 »
Salpetersäure . . .	0,125 »	0,125 »
Salpetrige Säure . .	—	—
Ammoniak	—	—
Organische Substanz .	5,05 »	4,85 »
Der Härtegrad wurde bestimmt zu:		
Gesammthärte . . .	3,74 Grad	6,375 Grad
Bleibende Härte . .	2,75 »	1,375 »

Dennoch wird die Bohrung möglicher Weise jetzt in kurzem fortgesetzt werden, da in Folge einer Ende September 1885 vorgenommenen Reinigung des Brunnenkessels der Brunnen plötzlich

kein Wasser mehr lieferte und die zuletzt (Januar 1884) eingesetzte 17 Centimeter weite Kupferrohrtour sich von unten verstopft erwies. Der Fall ist ein neuer Beweis für die schon häufig durch ähnliche üble Folgen zu Tage getretene Schädlichkeit des gewaltsamen Abpumpens zum Zwecke der Reinigung des Brunnenkessels.

Wie das anfangs aus reinem Kies bestehende, später mehr und mehr mit Triebsand gemengte Verstopfungsmaterial erkennen lässt, war durch das gewaltsame Abpumpen und den dadurch verursachten gewaltsamen Wasserzudrang eine unter der Kiesschicht lagernde Triebsandschicht durchgebrochen und kann dieselbe, einmal in Bewegung und mit dem Rohre in Verbindung gerathen, nicht mehr zurückgehalten werden.

Das geognostische Ergebniss der Bohrung möge nun zunächst aus der folgenden Bohrtabelle hervorgehen.

Bohrtabelle der Tiefbohrung in der Glogauer Kriegsschule.

Oberfläche + 12,50 Meter über Null des Glogauer Oderpegels oder + 82,32 Meter über NN.

Tiefe in Metern von	bis	Gesteins-Beschaffenheit	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
0	6	Schutt	6			
6	7	gelber Thon	1	13	Schlesischer Tertiär-Thon	
7	8	blauer Thon	1			
8	9	gelber Thon	1			
9	10	gelber und blauer Thon	1			
10	11	blauer Thon	1			
11	12	gelber und blauer Thon	1			
12	15	blauer Thon	3			Mit Spuren von Septarien.
15	16	blauer Thon mit Schliefsand	1			
16	18	blauer Thon mit Sandschichtchen	2			
18	20	blauer Thon	2			

Tiefe in Metern von	bis	Gesteins-Beschaffenheit	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
20	23	blauer und gelber Thon	3	44	Schlesischer Tertiär-Thon	
23	24	blauer Thon	1			
24	25	blauer und gelber Thon	1			
25	28	gelber Thon	3			
28	38	blauer Thon	10			
38	43	gelber Thon	5			
43	48	blauer Thon	5			
48	52	gelber und blauer Thon	4			
52	60	blauer Thon	8			mit Kalkschnüren?
60	61	gelber und blauer Thon	1			
61	64	blauer Thon	3			
64	66	feiner Quarzsand (Schliefsand)	2			bläulich
66	76,6	blauer Thon	10,6			
76,6	84	Braunkohle	7,4		Untere schles. Braunkohlen-Bildung	
84	100	feiner Quarzsand	16			mit einzelnen Glimmerblättchen
100	111	hellgrauer Letten	11			
111	123,5	schwarzer Kohlenletten	12,5			
123,5	124	grober Kohlenkies	0,5 +			

Der Thon, welcher bald als blau, bald als gelb im frischen Zustande bezeichnet werden musste, lufttrocken nunmehr fast durchweg hellgrau und gelblich aussieht, stimmt seinen Eigenthümlichkeiten nach am meisten mit dem von der Weichsel her durch das ganze Posen'sche bekannten sogenannten »Posener Septarienthon« überein und war ich anfangs nicht abgeneigt, denselben in der Tabelle geradezu als solchen, ebenso wie die darunter folgende Braunkohlenbildung als Posener Braunkohlenbildung zu bezeichnen. Da er aber wie dieser keine organischen Reste irgend welcher Art zeigt — auch mehrfache durch Dr. Wahnschaffe und Dr. Jentzsch angestellte mikroskopische Untersuchungen ergaben keine Spur einer Mikrofauna — so wäre betreffs der Altersstellung damit auch sehr wenig mehr gesagt, als dass der Thon, wie eingangs stets betont wurde, tertiären Alters ist.

Die Frage nach dem näheren Alter des Posener Septarienthones aber erscheint durch die mögliche Zurechnung des Glogauer Thones zu demselben plötzlich in einem neuen Lichte. Denn während bisher der Posener Septarienthon eigentlich nur mit dem mitteloligocänen Septarienthon zwischen Elbe und Oder in Parallele gestellt werden konnte und demgemäss die Gleichaltrigkeit beider von einigen angenommen, von anderen bestritten wurde, liegt nunmehr vermittelst des Glogauer Thones die Möglichkeit der Identität, ja eines direkten Zusammenhanges des Posener Septarienthones nicht nur mit dem unter Breslau in einer Tiefe von 100 bis 390 Fuss erbohrten Tertiärthone, sondern namentlich auch mit dem als oberoligocän erwiesenen Flaschenthone der Lausitz mindestens ebenso nahe. Die Posener Braunkohlen aber entsprächen sodann ebenso der unteren Abtheilung der Lausitzer, den sogen. subsudetischen Braunkohlen und wären gleichfalls oberoligocänen Alters. Bis zur Lösung dieser immer brennender werdenden Frage, die mich schon seit einiger Zeit beschäftigt, möchte ich deshalb auch den Glogauer einstweilen nur mit dem Breslauer Thone vereinigen und unter dem besonderen Namen des Schlesischen Tertiärthones, ebenso wie die darunter folgenden Braunkohlen als untere schlesische Braunkohlenbildung beiderseitig getrennt halten.

Ueber eine Buntsandstein-Sigillaria und deren nächste Verwandte.

Von Herrn **E. Weiss** in Berlin.

In seiner Bearbeitung der fossilen Flora des Buntsandsteins und des Muschelkalks der Umgegend von Commern (Palaeontograph. XXXII. Band, S. 117—153, mit 8 Tafeln, 1886) hat Herr Dr. Max Blanckenhorn auch einen Rest beschrieben (S. 132) und (Taf. XX, Fig. 9) abgebildet, den er als eine *Sigillaria* deutet und demgemäss *S. oculina* Bl. benennt. Er ist in den untersten Schichten des oberen Buntsandsteins östlich Heimbach bei Commern vorgekommen.

Wenn aber die Angabe dieser Gattung in der Trias gemacht wird, so wird der Phytopalaeontolog derselben mit einer gewissen Reserve gegenüber stehen, um so mehr, als die ehemalige *Sigillaria*, jetzt *Pleuromoia Sternbergi* Münst. sp. aus dem Buntsandstein von Bernburg an der Saale bekanntlich nicht mehr als *Sigillaria* gilt, da ihr allerdings alle die besonderen Eigenthümlichkeiten der Blattnarben fehlen, welche diejenigen der echten Sigillarien auszeichnen. Es ist mithin gewiss nicht ohne Werth, zur Kritik des Vorkommens der Gattung *Sigillaria* in der Trias weitere Beiträge zu liefern, wenn sich deren darbieten.

Für die Commern'sche Buntsandstein-*Sigillaria* nun kann ich ein Analogon aus Steinkohlenschichten beibringen, welches die Deutung nach Blanckenhorn so gut bestätigt, dass an ihrer Richtigkeit schwerlich gezweifelt werden kann. Die nachfolgende Beschreibung wird den Beleg dazu geben.

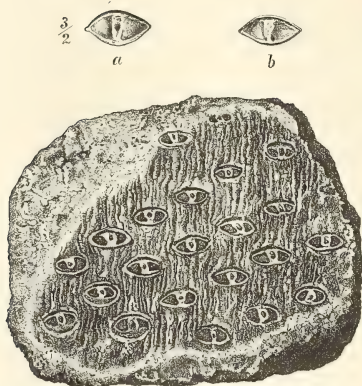
Zunächst möge aber hier die *Sigillaria oculina* Blanck. selbst näher betrachtet werden.

Herr Dr. Blanckenhorn hatte die Güte, mir sein Original zur Einsicht und Untersuchung zuzusenden, wodurch mir der directe Vergleich ermöglicht wurde. Das Stück gehört jetzt der Strassburger Universitätssammlung an; es wurde von mir in der Juni-Sitzung 1886 der Deutschen geologischen Gesellschaft vorgelegt und erläutert.

Der Sandstein, welcher den Abdruck der Rinde der *S. oculina* enthält, ist etwas grob, besonders gerade auf der Schichtfläche, auf der der Abdruck sich befindet. Da ausserdem die Erhaltung des Restes durch eine schwache Kruste von Brauneisenstein, in welchen die Rinde umgewandelt ist, bewirkt wird, so ist die Zeichnung der Oberfläche derselben und ihrer Merkmale oft nur unvollständig und also die Erhaltung eine wenig günstige. Auf den ersten Blick bemerkt man auch nur wenig, bei näherer Betrachtung jedoch erkennt man die Beschaffenheit der Rindenoberfläche und die Blattnarben vollkommen genau. Die Blattnarben sind nur zum kleinsten Theile nahezu vollständig erhalten, die meisten recht fragmentarisch und man muss sie sämmtlich vergleichen, um ein richtiges Bild ihrer Form zu erhalten. Obgleich nun die Figur von Blanckenhorn sämmtliche Blattnarben unversehrt darstellt, während sie oft sehr unvollständig sind, gebe ich doch in Fig. 1 eine unveränderte Copie seiner Zeichnung, da sie in der That die Ergänzung richtig wiedergiebt. Nur der Deutung gewisser Theile an dem Reste kann ich nicht zustimmen und gebe daher hier eine neue Beschreibung und Zeichnung der Blattnarben.

Die *Sigillaria oculina* gehört zu der Abtheilung *Leiodermaria*, deren Oberfläche weder senkrechte noch Gitterfurchen besitzt. Sie ist aber in der Längsrichtung stark runzelig-rissig, die Runzeln treffen auf die Blattnarben ohne auszubiegen. Die Blattnarben sind getrennt, stehen aber ziemlich nahe beisammen in schiefen Zeilen. Die Entfernung von je 2 benachbarten Narben, von Mittelpunkt zu Mittelpunkt gemessen, beträgt 9 Millimeter in der einen, 10,3 Millimeter in der anderen Richtung. Die beiden schiefen Hauptzeilen bilden einen Winkel von 100^0 mit einander.

Fig. 1.



Sigillaria oculina Blanck., untere Figur. Copie nach Blanckenhorn. 1a. Einzelne Blattnarbe nach dem Original (Abdruck). 1b. Desgl. nach einem Wachsabguss (wirkliche Oberfläche). 1a u. 1b. $1^1/_2$ fach vergrössert.

Die Blattnarben sind elliptisch mit spitzen Seitenecken, oder augenförmig, etwa 3 mal so breit als hoch; der obere und untere Bogen sind gleich stark, beide nicht gekerbt. Der Rand ist am Original vertieft-eingedrückt, am Wachsabguss erhaben-vorstehend. Die Vergleichung der best erhaltenen Narben ergiebt scheinbar eine Dreitheilung des Narbenfeldes: seitlich 2 dreieckige Felder, von brauner Masse gebildet, am Original (Fig. 1a) convex gewölbt, am Wachsabguss (Fig. 1b) concav vertieft; zwischen ihnen ein nur zum Theil mit brauner Versteinerungsmasse versehenes längliches Zwischenfeld, worin öfters (s. Fig. 1a) ein punktförmiger oder länglicher Brauneisensteinrest sich befindet, so dass man diesen als die Spur des mittleren Gefässbündelnärbchens betrachten kann. Um denselben ist der unterliegende Sandstein frei, wie auch am unteren Rande der dreieckigen Theilfelder. Diese letzteren be-

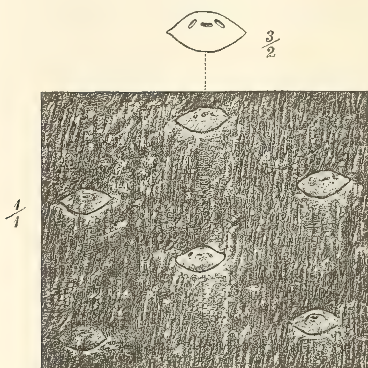
trachtet Blanckenhorn als die 2 seitlichen Närbchen der Sigillarien-Blattnarben (früher als Gefässbündelnärbchen angesehen, nach Renault aber bekanntlich wahrscheinlich von Gummikanälen herrührend). Dass dies jedoch nicht der Fall ist, geht aus dem Mangel einer sie rings begrenzenden scharfen Contour hervor, ihre gewölbte Fläche geht vielmehr in den übrigen Theil des Blattnarbenfeldes ohne Abgrenzung über und sie stellen eben nur 2 grubige Vertiefungen auf den Seiten der Blattnarbe dar. Die 3 Närbchen sind nirgends deutlich erhalten, das mittlere ist vielleicht spurweise auf der best erhaltenen Narbe noch kenntlich und würde dann fast central stehen, während die seitlichen verloren gegangen sind, da sie in den nicht mit brauner Kruste bedeckten mittleren Theil der Narbe fallen.

Die Blattnarben sind wenig verschieden in der Grösse und messen in Breite: Höhe = 6,4 : 1,8 Millimeter bis 7,7 : 2,2 Millimeter.

Mit diesem Buntsandsteinreste ist nun ein wohlerhaltener Rest aus den unteren Ottweiler Schichten von Griesborn bei Saarbrücken nahe vergleichbar, welchen Herr Bergassessor Haas gesammelt und der geologischen Landesanstalt übermittelt hat. Ein Stück davon nebst einer einzelnen Blattnarbe stellt Fig. 2 dar. Der zweieckigen Form der Narben wegen habe ich die hier vorliegende Art *Sig. biangula* genannt.

Diese *Sigillaria* gehört ebenfalls der Abtheilung *Leiodermaria* an, die Oberfläche der Rinde ist rissig-runzelig, die Runzeln sind noch etwas dichter als bei voriger, sie treffen auf die Blattnarben, ohne auszuweichen oder an denselben sich bündelig zusammen zu ziehen. Die Blattnarben stehen getrennt aus einander und in regelmässigen schiefen Zeilen. Die Entfernung einer Blattnarbe von den beiden nächst benachbarten rechts und links, die verschiedenen Zeilen angehören, beträgt (von einem mittleren Gefässbündelnärbchen zum anderen gemessen) 27 und 23,6 Millimeter, der Winkel der beiden Hauptzeilen 118^0, so dass die eine 62^0, die andere 56^0 gegen die Verticale geneigt ist. Die Form der Blattnarben ist wie bei *S. oculina* elliptisch mit spitzen Seitenecken oder augenförmig, etwa doppelt so breit als hoch,

Fig. 2.



Sigillaria biangula Weiss von Griesborn bei Saarbrücken; darüber eine einzelne Blattnarbe, $1^1/_2$ fach vergrössert.

Ober- und Unterrand gleich stark gebogen, ungekerbt, nicht besonders vortretend. Die Narbenfläche ist eben und zeigt keine Vertiefungen, die 3 Närbchen sind deutlich und scharf: Das mittlere Gefässbündelnärbchen horizontal, die seitlichen schief, linear. In Breite zur Höhe verhalten sich die Blattnarben = 9,2 : 5 bis 10,3 : 5 Millimeter.

Die Aehnlichkeit beider Sigillarien fällt leicht in die Augen: die Beschaffenheit der rissigen Rinde, die sehr ähnliche Form der Blattnarben sind die hauptsächlichsten Momente, worin sich ihre Verwandtschaft ausspricht. Gerade die Form der Narben ist hierfür wichtig, denn dieselbe ist unter den Sigillarien selten gerade so wie hier und es fällt damit ein etwaiges Bedenken, die Buntsandsteinform aus der Gattung *Sigillaria* auszuschliessen, da die *S. biangula* ihr in dieser Beziehung so ähnlich ist, dass man beide als Exemplare derselben Art, nur durch grösseres oder geringeres Alter des Stammes verschieden, betrachten könnte. Die geringere Grösse der Narben bei *S. oculina* als bei *S. biangula* und die

dichtere Stellung derselben bei ersterer würde einem solchen Altersunterschiede entsprechen. Die Unterschiede, welche beide Arten ausserdem zeigen, fallen scheinbar weniger ins Gewicht. Die Narben von *S. oculina* sind verhältnissmässig schmaler als von *S. biangula*. Die Hauptbedeutung für ihre Unterscheidung ist aber offenbar in den grubigen Vertiefungen der beiden Flügel des Narbenfeldes von *S. oculina* zu suchen, welche der *S. biangula* wie auch anderen Sigillarien fehlen. Wahrscheinlich ist auch die Stellung des (mittleren) Gefässbündelnärbchens verschieden: bei *S. oculina* central oder fast central, bei *S. biangula* excentrisch nach oben gerückt.

Die sichtbaren Merkmale dürften darauf führen, den obigen Schluss zu rechtfertigen, dass in *S. oculina* eine *Sigillaria* vorliegt; und es ist merkwürdig, dass dieselbe so ausserordentlich nahe einer solchen des obersten Carbons steht, dass man dieselben fast wie Varietäten oder nur durch Alter unterschiedene Individuen ansehen könnte.

Nachtrag
zu der Abhandlung »Gerölle in und auf der Kohle von Steinkohlenflötzen, besonders in Oberschlesien«.

Von Herrn **E. Weiss** in Berlin.

Nachdem der Verfasser bereits in der März-Sitzung 1886 der Deutschen geologischen Gesellschaft (siehe Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 38. Bd. S. 251) den obigen Gegenstand besprochen und Vorlagen der schlesischen Gerölle gemacht hatte, hat auch Herr Dr. GÜRICH in Breslau in der Sitzung vom 12. Mai der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur über Gerölle in der oberschlesischen Steinkohle einen Vortrag gehalten und 2 Funde vorgelegt, wovon mir erst nach Druck meiner Abhandlung (d. Jahrbuch S. 242) Kenntniss zugekommen ist.

Zur Vervollständigung der Angaben in meiner Abhandlung entnehme ich der GÜRICH'schen Mittheilung Folgendes:

Das eine Geröll ist identisch mit dem von mir unter No. 23 (S. 249) beschriebenen und rührt ebenfalls von Dr. MIKOLAYCZAK her, ein Stück von 4 Kilogramm, graphitführender Granulit. GÜRICH meint, dass das ganze Stück das Fünffache betragen habe. Der zweite Körper stammt aus dem Fannyflötz des Karlshoffnungsfeldes bei Laurahütte und wurde vom Bergverwalter BUSCH aus Königshütte nach Breslau geschenkt. Er ist von länglich ovalem Umriss, flach, 25 Centimeter lang, 11 breit, 4 dick und wiegt 1585 Gramm. Das Gestein ist ein feinschichtiger, zersetzter Gneiss. Auch dieser Fundpunkt liegt in der Linie von Beuthen über Czernitz nach Ostrau und gehört gleichen Schichten an, wie die übrigen.

Auch in Sachsen ist, nach kürzlich erhaltener brieflicher Mittheilung des Herrn Geh. Hofrath H. B. Geinitz, ein hierher gehöriger Fall vorgekommen. Vor einigen Jahren wurde ihm »ein mitten in der Kohle des Hauptflötzes der Königl. Werke im Plauenschen Grunde liegendes Gerölle eines alten Porphyrs als Seltenheit zugesandt. Leider ist das Stück selbst jetzt zerfallen. Dass es aber ein Gerölle, nicht etwa eine Concretion war, ist sicher«.

Zuletzt mag noch hinzugefügt werden, dass im August dieses Jahres nach Mittheilung des Königl. Oberbergamtes zu Breslau im Carolineflötz der cons. Hohenlohegrube wieder eine Reihe von 10 Geschieben aufgefunden ist. Das grösste ist bis 80 Kilogramm schwer, andere 25 und 20 Kilogramm. Die Stücke werden der geologischen Landesanstalt zugeschickt werden, indessen sind sie bei Druck dieser Notiz noch nicht angelangt. Da auch keine Angaben über die sie bildenden Gesteine gemacht worden sind, so kann Näheres darüber erst später erfolgen.

Ueber die Verbreitung vulkanischen Sandes auf den Hochflächen zu beiden Seiten der Mosel.

Von Herrn **H. Grebe** in Trier.

Nach Abschluss meines Aufsatzes in diesem Jahrbuche »Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen in der Vorder-Eifel, namentlich in der Umgebung von Bertrich« machte ich im letzten Frühling bei Fortsetzung der geologischen Aufnahme-Arbeiten innerhalb des Blattes Cochem die Wahrnehmung, dass auf der ca. 1000 Fuss über der Mosel gelegenen Hochfläche, über welche die alte Strasse von Cochem nach Landkern führt, stellenweise eine grössere Anhäufung vulkanischen Sandes (viel Magneteisen mit Kryställchen von Augit, Hornblende, Titanit und Feldspath, zuweilen auch Schlackenstückchen) erscheint. Der Sand war namentlich an Wegen und in Ackerfurchen nicht selten der Art angehäuft, dass derselbe schon aus einiger Entfernung durch Glitzern und eine schwarze Färbung des Bodens sich zu erkennen gab. Die Menge des Sandes nimmt zu, je weiter man sich nach Norden von der Mosel aus entfernt. Nach dieser Beobachtung wurde der Verbreitung des vulkanischen Sandes grössere Aufmerksamkeit gewidmet und es ergab sich, dass er überall, auch westlich und südwestlich von Cochem und auf den weit ausgedehnten, mit Tertiär und Diluvium vielfach bedeckten Plateau's auf der linken Seite der Mosel, die bis jetzt auf 15 Kilometer Länge bis zum Eltzbache hin untersucht worden sind, vorkommt. Nun

lag die Vermuthung nahe, dass auf den gleich hohen Flächen südlich der Mosel ebenfalls vulkanischer Sand nachweisbar sein würde. Und in der That erscheint er auch hier in grosser Verbreitung. An vielen Stellen auf den Hochflächen zwischen Bullay und Treis ist er vorhanden, und kaum nimmt man ein Klümpchen Boden zur Hand, in dem man nicht mittels der Lupe, wenn auch nur vereinzelt, kleine Partikel der oben angeführten Mineralien fände. Auch hier zeigte sich an Wegen und in Furchen oft das starke Glitzern und die dunkle Färbung des Bodens. Aber nicht blos auf den südlich und nahe der Mosel gelegenen Hochflächen kommt vulkanischer Sand vor; er wurde fast in gleicher Häufigkeit bis zu den höchsten Flächen des Hunsrücks (Gegend von Grenderich und Irmenach bis Cappel hin) angetroffen, und möchte ich jetzt schon annehmen, dass er auf der ganzen Hochfläche des Hunsrücks zu finden sein wird. Es dürfte von Interesse sein, wenn ich hier eine in neuester Zeit gemachte Beobachtung anreihe, dass auch in der Entfernung von 30—40 Kilometer südwestlich von Trier, auf den Hochflächen zwischen der Saar und Mosel, namentlich auf dem etwa 1200 Fuss über dem Meere gelegenen Plateau zwischen Sierck a. d. Mosel und Merzig a. d. Saar vulkanischer Sand erscheint, und an einzelnen Stellen auch hier so angehäuft ist, dass das Glitzern und die dunkle Färbung schon aus einiger Entfernung auffällt. Fast überall trifft man aber vereinzelte, durch die Lupe erkennbare Partikelchen an.

Ich werde in der Folge diesem Vorkommen ganz besondere Aufmerksamkeit im Rheinlande schenken und hoffe, später Näheres darüber mittheilen zu können.

Gastropoden im Bernstein.

Von Herrn **Richard Klebs** in Königsberg in Ostpreussen.

(Hierzu Tafel XVII.)

Gastropoden im Bernstein gehören zu den grössten Seltenheiten. Trotz der grossen Fülle von Einschlüssen, welche durch die Hände von Fachmännern gegangen ist, sind eingeschlossene Schnecken doch nur vereinzelt beobachtet worden. Es liegt wohl in der ganzen Lebensweise der Gastropoden, dass diese viel seltener mit dem flüssigen Harz in Berührung gekommen sind, als die an den Coniferenstämmen und in der Luft lebenden Insecten, Spinnen und Tausendfüsse. Sodann aber sind die Gastropoden im Bernstein meist so schwer erkennbar, dass sie von den Arbeitern, welche bei dem Zurichten des Bernsteins die Einschlüsse sammeln, übersehen werden; oft sind sie auch mit einer weissen Schicht umhüllt, dass selbst das geübtere Auge sie kaum als Schnecken erkennen kann. Da sich nun aber gerade aus diesem zurückgelegten Material die Sammlungen zusammensetzen, so ist einleuchtend, dass diese in erster Reihe aus solchen Stücken bestehen werden, welche im Gesichtskreis der Arbeiter liegen, also meist aus Dipteren, Spinnen, grösseren Käfern und Pflanzenresten, während alles Kleine und im Aussehn Fremdartige verloren geht. Sammler, welche in der Lage waren und die äusserst mühsame Arbeit nicht scheuten, grosse Posten angeschliffenen Rohbernsteins genau zu durchsuchen, haben dann auch meist ganz vereinzelte Inclusen von Gastropoden gefunden[1]).

---

[1]) Ich habe über diesen Punkt meine Ansicht bereits in den Malakozoologischen Blättern 1886 S. 156—160 ausgesprochen.

Gerade die Handelsverhältnisse mit Bernstein, wie sie sich in den beiden letzten Decennien entwickelt haben, sind besonders dazu geeignet auch grössere Seltenheiten leichter zu finden, weil die Bernsteinproduktion um vieles grösser als früher, und das Rohmaterial in einer Hand ist, und weil ferner der Stein nur sortirt in den Handel gebracht wird, wobei auch die sogenannten Schlauben, welche allein die Einschlüsse enthalten, zum Theil von der undurchsichtigen Rinde befreit, als selbständige Waare verbraucht werden. Einmal sind dadurch dem Sachverständigen grössere Posten zur schnellen Durchsicht zugänglich, sodann aber schärfen auch die Arbeiter, die eben nur mit Schlauben umgehen, ihren Blick für seltnere Einschlüsse.

Die ältere Litteratur über Bernstein und seine Einschlüsse erwähnt nur ganz vereinzelt die Weichthiere und auch dann so allgemein und unsicher, dass selbst eine oberflächliche Bestimmung derselben unmöglich ist [1]. Die erste eingehende Beschreibung zweier Schnecken giebt Künow in den Schriften der phys.-ökonom. Gesellschaft zu Königsberg 1872 (S. 150—54, Taf. VII); eine dritte beschreibt Helm in den Schriften der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig N. F. Bd. VI, Heft I, S. 1—2 und E. Schumann in den Malakozoologischen Blättern 1885. Ausser diesen drei Exemplaren habe ich noch sechs andere zur Bearbeitung erhalten, von denen 6 von Herrn Künow - Königsberg, 2 von Herrn Helm-Danzig, und 1 von Herrn Kowalewski-Königsberg gefunden worden sind.

Bei der Bearbeitung selber bin ich in liebenswürdiger Weise durch Rath und recentes Vergleichsmaterial von Herrn Dr. Kobelt-Schwanheim und namentlich von Herrn Dr. O. Boettger-Frankfurt a. M. unterstützt worden. Diesen beiden Herren, sowie für die zur Disposition gestellten Bernsteineinschlüsse, spreche ich meinen Dank aus.

Von den zur Untersuchung erhaltenen 9 Schnecken, waren acht bestimmbar, eine jedoch so sehr mit trübem Bernstein um-

[1] Historia Succinorum etc. a Nathanaele Sendelio Lipsiae MDCCXVII, pag. 178, § IX, Tab. VI, 13; Versuch einer kurzen Naturgeschichte v. F. S. Bock. Königsberg 1767, Anhang S. 138 u. 146; Versuch einer wissenschaftlichen Naturgeschichte v. F. S. Bock. Dessau 1782—85, Bd. II, S. 200.

geben, dass eine Beschreibung derselben vorläufig unmöglich ist. Diese Trübung des Bernsteins in der nächsten Umgebung der sonst schön erhaltenen Einschlüsse ist überhaupt ein Uebelstand, der manches werthvolle Stück zur wissenschaftlichen Untersuchung unbrauchbar macht. In vielen Fällen ist die Trübung des ursprünglich klaren Bernsteins durch Aufnahme von Wasser entstanden, welches entweder daher rührte, dass die Wesen feucht in das Harz gelangten, oder dass sich Wasser aus dem Thierkörper abschied, welches weder diffundiren noch durch Sprünge entweichen konnte, sondern sich mit dem Bernstein verband. Häufig ist auch die Trübung der Einschlüsse durch Auswitterungen von Eisenvitriol entstanden, was namentlich dann stattgefunden hat, wenn die Einschlüsse lange Zeit an der Luft gelegen haben und der Bernstein Sprünge hat, da das Innere der Einschlüsse selbst öfter sehr reich an Schwefelkies ist. Bisweilen scheint sich auch zwischen dem Bernstein und dem Inclusum, jedenfalls durch Eintrocknung des letzteren, eine Luftschicht gebildet zu haben, so dass die den Abdruck besitzende Höhlung nicht vollständig gefüllt wird; in diesem Falle ist der Einschluss undeutlich und sogar ganz trübe, wenn Infiltrationen, namentlich von Schleifmaterial sich darin abgelagert haben, dasselbe gilt auch von Sprüngen im Bernstein, welche um den Einschluss liegen. Es ist mir gelungen durch Monate langes Behandeln mit Flüssigkeiten unter einem Druck von 1—2 Atmosphären in der Wärme, die schlechten Stücke klarer zu machen. Je nach der Natur der Trübung oder Undeutlichkeit verwende ich dazu Wasser, Glycerin, Mohnöl oder ganz verdünnte Essigsäure. So ist beispielsweise die vorher ganz undeutliche Mundöffnung des *Vertigo Hauchecornei* durch dieses Verfahren äusserst klar geworden, so dass die kleinen Zähnchen jetzt vollständig sichtbar sind, auch der *Strobilus gedanensis* hat an Deutlichkeit in den Details sehr gewonnen.

Bei den von mir untersuchten Schnecken war die Schale nicht mehr erhalten, sondern jedenfalls durch die im ostpreussischen Tertiär so häufige Schwefelsäure als Gyps entführt. Dagegen machte das Inclusum vollständig den Eindruck einer ganzen Schnecke, da die Epidermis fest an den Bernstein gekittet war

und alle Rippchen, Anwachsstreifen etc. bis in die feinsten mikroskopischen Details klar zeigte. In den Fällen, in welchem das Gehäuse nicht leer in den Bernstein gekommen war, ist der Körper des einstigen Thieres bis auf ein wenig schwärzlichen Staub zerfallen, der stellenweise an der Höhlungswand festklebt und diese dunkler färbt. Hieraus ergiebt es sich, dass alle Bezeichnungen in früheren Diagnosen in Bezug auf Durchscheinen und Färbung der Schale auf einem Irrthum beruhen. Die Bernsteinschnecken stimmen bis auf eine in der Gattung mit lebenden Formen überein, in der Art jedoch konnte durchweg keine vollständige Uebereinstimmung mit den bekannten recenten nachgewiesen werden. Bestimmt und unterschieden sind folgende Species:

Parmacella succini n. sp.

Dieses Gastropod ist bereits von HENSCHE und KÜNOW [1]) beschrieben und abgebildet worden. HENSCHE hält den Einschluss für das unversehrte Gehäuse eines ganz jungen Thieres, welchem der Platz etwa bei *Pomatia* BECK oder *Tachea* LEACH, möglicherweise auch bei *Hemiplecta* und *Xesta* ALB. zugetheilt werden könnte. Es ist wohl nur den ungenügenden Hilfsmitteln zur mikroskopischen Untersuchung zuzuschreiben, dass diese sonst so scharfen Beobachter Einzelnes übersehen haben, was für die Bestimmung der Schnecke von grösster Wichtigkeit ist. Zunächst wurde die zufällig in der Nähe der Mündung liegende Luftblase für den Hohlraum gehalten, welcher durch Eintrocknen des aus dem Gehäuse weit hervorgestreckten Thieres entstanden war. Bei starker seitlicher Beleuchtung jedoch sieht man, dass der klare Bernstein die Blase vollständig vom Gehäuse trennt. Dieselbe ist höchst wahrscheinlich dadurch entstanden, dass die Luft aus der leeren in den weichen Bernstein gelangten Schnecke, sich einen Ausweg suchte, aus der Schale trat, eine kleine Strecke emporstieg und dann stehen blieb.

Bei derselben Beleuchtung sieht man auch, dass der Mundsaum, wie ihn KÜNOW l. c. gezeichnet hat, zwar richtig ist, dass

[1]) Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. Bd. XIII, 1872, S. 153, Taf. VII, Fig. 5a u. b.

sich aber an ihn eine dünne Schale ansetzt, welche in einer ganz anderen Wachsthumsrichtung liegt. Die Schale ist leider nur in ihrem Anfang erhalten, während der äussere Theil abgebrochen ist; es genügt dieses jedoch vollständig und ist so charakteristisch, dass die Schnecke mit Sicherheit als *Parmacella* bestimmt werden kann.

Parmacella ist eine Gattung von Cuvier und *Syn. Peltella* (*Americana*) van Beneden und z. Th. *Cryptella* Webb. [1]). H. Simrath giebt in der Anatomie der *Parmacella Olivieri* Cuv. eine Beschreibung der eigenthümlichen Wachsthumserscheinungen dieses Thieres:

»Des Thieres Verhältnisse versteht man am besten aus seiner postembryonalen Entwicklung. Anfangs eine Gehäuseschnecke, wie eine kleine Helix, verändert die *Parmacella* sehr bald ihre Wachsthumrichtung und wird zu einer *Limax*. Die Schale, welche anderthalb Windungen maass, der Anlage nach berechnet auf eine grosse Form, wie etwa bei der Weinbergschnecke, vergrössert sich nicht durch Anwachsstreifen in derselben Spirale, sondern sie verlängert sich nach vorne in eine flache, wenig gewölbte Platte mit weissem, perlmutterglänzendem Kalk und braunen Conchyolinlagen auf beiden Seiten, welche mehrfach geschichtet, unmittelbar auf dem Kalk am festesten und dunkelsten sind [2]).

Die Schale der *Parmacella* besteht demnach aus zwei Theilen, einem festeren, dem Nucleus im Charakter der *Helix* und einem zerbrechlicheren Spatula. Sehr schön ist diese Zweitheilung bei *Parmacella auriculata* Mousson und *calyculata* Sow. sichtbar [3]).

Die Diagnose der Bernsteinschnecke muss lückenhaft ausfallen, da die *Spatula* nur in ihrem Uebergang zum *Nucleus* erhalten ist. Die Charakteristik des letzteren stimmt in den Hauptzügen mit der von Hensche gegebenen überein:

»Das Gehäuse zeigt $1^1/_2$ Windungen, dieselben nehmen schnell an Wachsthum zu, sind rechts gewunden, oben

---

[1]) Woodward, Manual of the Mollusca pag. 168.

[2]) H. Simroth, Jahrbücher der deutschen Malakozoologischen Gesellschaft 1883 S. 1—2.

[3]) conf. Novitates conchologicae Pfeiffer, Bd. IV, 1870—76, Taf. CXIX. Fig. 1, 2, 3, pag. 51.

ziemlich flach, wenig convex, nach unten stark bauchig, und ist der Uebergang nach der Unterseite zwar gerundet, aber noch oberhalb der Mitte der Peripherie liegend. Die Windungen haben dicht stehende Anwachsstreifen, durch welche die sonst einfache und ziemlich flache Naht etwas geritzt erscheint. Diese Anwachsstreifen sind auch auf der Unterseite deutlich und sind auf der Mitte ihres Weges zierlich rückwärts ausgeschweift. Der Nabel fehlt entweder ganz oder besteht nur in einem schmalen Ritz. Der weissliche Belag der Unterseite hindert die genaue Betrachtung. Der Durchmesser der ersten Windung beträgt 1,75 Millimeter, das ganze 3 Millimeter, die Höhe 2 Millimeter.«

Zu dieser Diagnose von Hensche füge ich noch hinzu:

Der Mundsaum des Nucleus ist eiförmig, rundlich, nach der Spindel zu spitz. Die Spatula legt sich flach an den Nucleus, scheint schwach gewölbt zu sein und sich nach der rechten Seite ausgebreitet zu haben.

Die Gattung *Parmacella* umfasst eine geringe Anzahl bekannter Arten. Nach Crosse [1]) sind bis jetzt bekannt 11 recente und 2 fossile. Von den recenten Arten stammen 2 aus Indien, 3 von den Canaren, 3 aus Afrika, 3 aus Süd-Europa; die 2 fossilen finden sich in dem Pliocän Südfrankreichs. Herr Dr. O. Böttger-Frankfurt a. M. hatte die Freundlichkeit, mir mit Bezug auf seine Bearbeitung der Reptilien und Schnecken zu dem Werk von Radde-Tiflis [2]) mitzutheilen, dass sich die *Parmacella* auch in Nord-Persien und Turkestan findet.

In ihrer Lebensweise zeigt *Parmacella* manche Eigenthümlichkeiten; ihre Hauptentwicklung fällt in den Winter, aber dennoch verlangt sie einen sehr heissen Sommer, mit einer 3 Monate langen regenfreien Zeit [3]).

[1]) H. Crosse, Note sur le *Parmacella Valenciensi*. Journ. de Conchyl. 1880, Heft IV.

[2]) Radde-Tiflis. Das Talischgebiet, s. Bewohner, s. Flora und Fauna, Reptilien und Schnecken von Böttger-Frankfurt a. M.

[3]) Freundliche Mittheilung von Herrn Dr. Böttger-Frankfurt a. M. und Kobelt, 1 Excursion nach Nord-Marocco. Nachrichtsblatt der deutschen Malaccozoolog. Gesellsch. 81, No. 11, S. 153.

E. v. MARTENS [1]) stellt *Parmacella* zu den *Oxygnata* und zwischen *Limax* und *Vitrina*. SIMROTH hält sie für die in der Entwicklung am höchsten stehende Gattung der *Pulmonata* [2]):

»Es muss *Parmacella* unter Zugrundelegung der Anschauung, dass die Landthiere eine Höhenentwicklung der Wasserbewohner, auf deren Schultern sie stehen, als die höchste bis jetzt erreichte Schneckenform gelten, zum mindesten unter den Pulmonaten. Unter denen scheint sie bei ihrer Umbildung zur vervollkommneten *Limax*-Form ihren Ausgangspunkt von den einfachsten *Helices* d. h. von der *Patula*-Gruppe, genommen zu haben.«

Für die Bestimmung der *Parmacella* nach dem Gehäuse ist der *Nucleus* der wichtigste Theil, da die *Spatula* sehr häufig variirt. HESSE sagt darüber [3]):

»Ich kann nicht umhin zu betonen, wie wenig die innere Schale bei *Parmacella* in der Form constant ist, und wie es demnach ganz unzulässig ist, auf etwaige Abweichungen derselben neue Arten zu begründen. Ich habe von zwei im Aeussern ganz gleichen Stücken der *Parmacella Valenciennesi* von Gibraltar so verschiedene Schälchen gewonnen, dass enragirte Haarspalter — in Versuchung kommen könnten, für das eine Exemplar ein neues Genus zu creiren.«

So weit es mir möglich war, habe ich die Bernstein-*Parmacella* mit *Parmacella Dehayesii* Moq. TAND. [4])-Nordafrika; *P. Gervaisii* Moq. TAND-Südfrankreich; *P. dorsalis* MOUSSOW-Marocco [5]); *P. auriculata* MOUSSON und *P. calyculata* SOW.-Canarische Inseln; *P. Valenciennesi* WEBB. und v. BEN.-Gibrar. [6]); *P. Olivieri*-Caspi See [7]) verglichen und gefunden, dass sie mit diesen in keine Beziehungen zu bringen ist.

---

[1]) Die Weich- und Schalthiere von Prof. Ed. v. MARTENS, Leipzig u. Prag, 1883, S. 119.

[2]) SIMROTH, l. c. S. 45.

[3]) Nacktschnecken von Tanger und Gibraltar. Malakoz. Blätter 1885, S. 11.

[4]) MORELAT, du Faune malakologique du Maroc. Journ. de Conchyl. Jano 1880.

[5]) MOUSSON, Malakoz. Blätter 1873, S. 149.

[6]) HESSE, l. c. und CROSSE, Journ. de Conchyl. 1880. Heft IV.

[7]) Jahrbücher der Deutsch. Malakoz. Gesellschaft. 1883, S. 1—47.

Herr Dr. O. Böttger, welcher das Exemplar sah, meinte, dass von allen bekannten lebenden und fossilen Parmacellen, die aus Turkestan der Bernstein-*Parmacella* am nächsten stehen.

Da der *Nucleus* als wesentlicher Schalenbestandtheil so vorzüglich erhalten ist, dass spätere Vergleiche mit neu gefundenen recenten und fossilen Arten leicht ausgeführt werden können, stelle ich, trotz der nicht ganz erhaltenen *Spatula* die Bernsteinschnecke als selbständige Art auf: als »*Parmacella succini*«.

Hyalina sp.

Eine Beschreibung dieser Bernsteinschnecke gebe ich nur der Vollständigkeit wegen. Ihre Mündung ist so schlecht erhalten, dass sie mit einem Artennamen nicht belegt werden kann. Diese *Hyalina* ist bereits von Hensche bearbeitet [1]) und von Künow abgebildet worden. Leider aber weist die Zeichnung einzelne Irrthümer auf. Die Seitenansicht im Umriss ist insofern falsch, als bei dem Original nicht die Spur einer Neigung zur Kielbildung am letzten Umgange wahrgenommen werden kann; auch die untere Seite ist unrichtig, da der übergreifende letzte Umgang übersehen ist, dessen Ende bis dicht an den Nabel heranreicht.

Hensche giebt folgende Diagnose:

Testa anguste umblicata, depresso-turbinata, dextrorsa, subtilissime striata, tenuis, nitida, diaphana?; anfr. convexiusculi, lente accrescentes, ultimus rotundatus; antice non descendens; sutura simplex, satis profunda; umblicus mediocris, partem $^1/_4$ *diametri occupans; diam. maj.* $1^2/_3$; *min.* $1^1/_2$; *alt. vix* 1 Millimeter.

Die jetzige Untersuchung hat einige Abweichungen von dieser Diagnose ergeben, so dass die Charakteristik sich folgendermassen stellt:

Die rechtsgewundene, niedergedrückt-thurmförmige Schnecke ist durchgehend genabelt, die Gegend um den Nabel ist etwas trichterförmig vertieft. Der Nabel

[1]) Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg XIII, 1872, S. 153.

misst im letzten Umgang 0,18 Millimeter, im vorletzten Umgang 0,1 Millimeter. Die Schale ist sehr fein gestrichelt, die vier wenig convexen Umgänge nehmen langsam zu, der letzte ist abgerundet, an der Mündung nicht herabsteigend; die Naht ist einfach vertieft; die Mundöffnung dürfte nach Analogie mit lebenden Hyalinen etwa mondförmig oder mondförmig rundlich sein. — Höhe 1,0 Millimeter; Durchmesser 1,7 Millimeter.

Die nächste lebende Verwandte dieser Bernsteinart ist *Hyalina minuscula* Binney[1]), ausserdem aber steht sie auch der *Helix contorta* Held[2]) nahe. Die erstere scheint im nördlichen Theil der drei Continente vorzukommen, namentlich in Amerika[3]), die zweite ist eine mitteleuropäische Art[4]).

Strobilus gedanensis n. sp.

Dieser Einschluss stammt aus der Sammlung des Herrn Stadtrath Helm in Danzig. — Die Schnecke ist recht gut erhalten und namentlich der obere Theil schön sichtbar; die untere Seite liegt leider auf einem Sprung im Bernstein, dessen Umgebung trübe geworden ist. Dadurch ist etwa $^3/_4$ der Basis und der grösste Theil der Mundöffnung verdunkelt. Aus der Breite der Windungen kann man mit Sicherheit schliessen, dass ein verhältnissmässig kleiner Nabel vorhanden sein muss, sichtbar ist er der Trübung wegen nicht. Die Charakteristik ist folgende:

Testa parvula, conoidea, apice obtusa, anguste umblicata, basi depressula; anafractus 5, *modice convexi, suturis impressis disjuncti; initiales* $1^1/_2$ *laeves, ceteri costis transversalibus ornati; ultimus fere dimidiam omnis altitudinis testae aequans, inferne abinde subtus simplicibus distantibus liniis, aperturam versus costulis insignis; apertura obliqua semilunaris; peristoma breviter reflexum; paries aperturalis laminis duabus lamelliformis paullo obliquis munita. Diam.* 1,8 Millimeter; *alt.* 1,33 Millimeter.

---

1) Binney, The terrestrial Air-Breathing Mollusks p. 118, Taf. 17, Fig. 2.

2) Isis 1837, p. 304.

3) Pfeiffer, Monograph. Hel. I p. 144, III p. 90, IV p. 93, V p. 147, VII p. 154.

4) Pfeiffer, Mon. Hel. I p. 59.

Die Schale ist klein, kegelförmig mit abgestumpfter Spitze, eng genabelt. Die Basis ist flach gewölbt. Die flach gewölbten Umgänge sind durch vertiefte Nähte verbunden und haben scharfe Querrippen. Der letzte Umgang ist auf der Unterseite fast glatt und zeigt anfangs nur vereinzelte einfache linienförmige Streifen, nach der Mündung zu werden diese etwas stärker und scheinen in kleine Rippchen überzugehen. Die Rippen haben auf dem letzten Umgange im Durchschnitt eine Breite von 0,013—0,02 Millimeter, die dazwischen liegenden Thäler 0,034 Millimeter, auf dem vorletzten sind die ersteren 0,013 Millimeter, die letzteren 0,02—0,027. Die Mündung ist gedrückt, halbmondförmig; die Ränder sind leicht zurückgeschlagen; an der Mündungswand sind die Spitzen zweier lamellöser, etwas schiefer Leisten sichtbar.

Ob die Ränder durch einen Callus verbunden sind, was höchst wahrscheinlich ist, auf welchem die Falte steht, ist leider durch die Trübung des Bernsteins verdeckt.

Diese Schnecke ist schon einmal beschrieben worden, und zwar in den Mittheilungen über Bernstein von Otto Helm[1]); danach sagt Herr Oberlehrer E. Schumann-Danzig, der das Stück untersucht hat, darüber Folgendes: »Die Schnecke ist eine noch heute lebende *Helix*-Art *Acanthinula lamellata* Seffreys. *seu Helix scarburgensis* A. Müller (Rossmäsler *Icon.* Fig. 533. Clessin, Deutsche Excursions-Mollusken-Fauna. Fig. 44).« Diese Bestimmung wurde durch Herrn S. Clessin[2]) bestätigt. — Er schreibt: »Vor Kurzem erhielt ich von Danzig ein Bernsteinstückchen, welches eine vollkommene, deutlich erkenntliche, wenn auch eine etwas zerdrückte *Helix lamellata* enthält, zur Bestimmung zugesandt. — Diese Schnecke wäre demnach die einzige bisher im Bernstein beobachtete.«

Es ist nicht zu leugnen, dass nach der äusseren Beschaffenheit die Schnecke einer *Acanthinula* sehr ähnlich ist, doch würde

---

[1]) Schriften d. Naturf. Gesellschaft zu Danzig. N. F. Bd. VI, Heft I, p. 1 u. 2.

[2]) Malakozoologische Blätter. N. F. Bd. VII, S. 59. Anmerkung.

sie bei der Zugehörigkeit in diese Gattung näher an *Patula* (*Acanthinula*) *paludiniformis* A. Braun [1]) aus dem Landschneckenkalk von Hochheim und von Lipen in Böhmen stehen und vielleicht auch, aber nur in der Form der Rippen mit der lebenden *Acanthinula harpa* Say [2]) verglichen werden können.

Helm giebt in seiner Arbeit auch Abbildungen dieser Schnecken, leider aber weisen dieselben solche Irrthümer auf, dass ich es vorzog, die Schale neu zeichnen zu lassen. In der Helm'schen Seitenansicht hat der letzte Umgang kaum $^1/_3$ der Gesammthöhe, während er in Wirklichkeit $^1/_2$ derselben beträgt; die Rippen an der Unterseite sind fast in derselben Stärke gegeben, wie an der Oberseite, obwohl nur ganz dünne vereinzelte Linien vorhanden sind. Diese und die nachfolgenden Unrichtigkeiten in der Zeichnung sind leicht dadurch zu erklären, dass das Stück, als ich es zur Untersuchung erhielt, in einem höchst unglücklich geschliffenen Bernstein lag, und dass die richtigen Verhältnisse erst dann sichtbar waren, als der Einschluss durch Herrn Künow in der für eine genaue mikroskopische Untersuchung nothwendigen Weise geschliffen war. Aus diesem Grunde stimmen auch die wahren Höhenverhältnisse mit den dortigen Angaben nicht. Ich lege deshalb hierauf besonderen Werth, weil das Verhältniss des grössten Durchmessers zur grössten Höhe immerhin von hervorragender Bedeutung für die Bestimmung der Gastropoden ist. Das Verhältniss der Höhe zur Breite ist nach Helm 9 : 10 (Höhe 1,8 Millimeter, Breite 2 Millimeter), in Wirklichkeit ist es jedoch 9 : 12 (9,1 : 12,6; Höhe 1,3 Millimeter, Breite 1,8 Millimeter). Dieses Resultat ist das Mittel von 6 mit dem Mikroskop und 18 mit dem Fuess'schen Tastmikrometer ausgeführten Messungen. Auch diese Errata dürften auf die fehlerhafte Schleifung des Stücks zurückzuführen sein, da eine nicht vollständig plan geschliffene Bernsteinfläche den Einschluss vergrössert. — Die charakteristischen Merkmale machen es nicht schwer, dieser Schnecke ihre Stellung an-

[1]) Sandberger, Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt S. 375, Taf. XXII, Fig. 15, 15b.

[2]) The Terrestriol Air-Breathing Mollusks of W. G. Binney. Vol. V, p. 342, Abbildung. Vol. III, Taf. XXLII, Fig. 3.

zuweisen. Bei *Acanthinula* ist der Mundsaum scharf und nicht erweitert, bei der betreffenden Bernsteinschnecke sieht man bei scharfer Beobachtung und richtiger Beleuchtung den Mundsaum umgeschlagen. Deutete dieses schon auf *Strobilus* MORSE hin, so wurde diese Annahme dadurch bestätigt, dass es mir gelang, an der trüben Mündungswand die schiefstehende lamellenartige Falte nachzuweisen.

Wir haben es demnach mit einem Genus zu thun, welches in der Gegenwart wenig verbreitet und bis auf zwei bekannte lebende Arten ausgestorben ist.

Das Genus *Strobilus* ist von MORSE aufgestellt[1]), als Unterabtheilung des Genus *Helix*, von welchem es sowohl durch die Kiefer und die Zungenbewaffnung, als auch durch die zum Theil höchst eigenthümlich gebauten Leisten abweichend ist.

Die lebenden Vertreter dieses Genus sind *Strobilus labyrinthicus* SAY und *Strobilus Hubbardi* BROWN; beide kommen in Nord-Amerika vor; die ausserdem noch bekannten hierzu gehörigen *Helix Vendryesiana* GLOYNE und *Strobilus Strebili* PFR., der erstere auf Jamaika, der letztere in Mexiko, sind höchst wahrscheinlich nur Varietäten dieser rein nordamerikanischen Arten[2]). Fossil finden sich die *Strobilus*-Arten häufiger und werden nach dem Typus des *labyrinthicus* und *Hubbardi* in zwei Reihen getheilt[3]).

Im Ganzen kennt man 14 Arten. Ein Vergleich mit diesen ergiebt, dass die Bernsteinschnecke, dem recenten *Strobilus Hubbardi* BROWN[4]) vollständig ferne steht, dagegen dem *Strobilus labyrinthicus* SAY sich sehr nähert; letztere unterscheidet sich nur durch die Grösse, durch den stärkeren Callus am Peristom, durch etwas weitläuftigere Rippung und durch die ein wenig stärker gewölbten Umgänge. Der ganze Charakter der Schnecken ist so

[1]) Journal, Portland, Society. Nat. Hist. I, 26, 1864.

[2]) W. G. BINNEY, The terristrial Air-Breathing Mollusks of the United States and the adjacent territories of Nord-America. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College, Cambridge Mass. Vol. IV.

[3]) S. CLESSIN, Die Conchylien der obermiocänen Ablagerungen von Undorf. Malakoz. Bl. 1885, S. 82.

[4]) W. G. BINNEY, l. c. p. 261.

übereinstimmend und ergiebt zur Evidenz, dass der *Strobilus gedanensis* in die Gruppe des *Strobilus labyrinthicus* gehört.

Die Formen des Miocän stehen dem *Strobilus gedanensis* sämmtlich fern. So ist bei *Str. bilamellatus* Clessin [1]) aus dem Obermiocän von Undorf die Basis viel stärker gewölbt, bei *Str. planus* Clessin [1]) aus dem Obermiocän von Undorf das Gehäuse viel zu platt niedergedrückt, bei *Str. costatus* Sandb. auch aus dem Obermiocän von Undorf sind die Ränder bedeutend stärker verdickt, die Rippung viel zarter, das Verhältniss der grössten Durchmesser ein anderes, ausserdem ist er gekielt. Von den französischen Formen ist bei *Strobilus labyrinthicus* Micha. [2]) aus dem Miocän von Hauterive die Mundöffnung anders gebaut, die Rippung weitläufiger, auch die Lamelle nur einfach. Ebenso ist auch der dem *Str. labyrinthiculus* sehr ähnliche *Strobilus Duvati* Müller [2]) von Hauterive durch Dimensionen und Form der Lamellen verschieden. Der *Strobilus elasmodonta* Reuss [3]) von Tuchoritz und Kolosoruck in Nord-Böhmen ist viel zu flach und zu fein gerippt; ebenso auch der *Str. uniplicatus* Braun [4] [5]) aus dem Landschneckenkalk Nord-Böhmens und des Mainzer Beckens.

Ganz abweichend ist auch der *Strobilus cliptyx* Böttger [6]) aus der Pupa-Schicht des Hochheimer Landschneckenkalks; er ist viel flacher und besitzt ganz andere Schalenstructur. Aus dem Oligocän sind nur zwei Arten bekannt, welche nach Sandberger vielleicht zu einer Species zu vereinigen wären, der *Str. lauricensis* Noul. aus dem Bembridge-Kalkstein von Headon-Hill und der *Str. sublabyrinthicus* Sandb. aus dem Kalk von Lautrec. Sie stehen dem *Str. gedanensis* in Bezug auf Form, Rippung und Dimensionen fern; dagegen lehnen sie sich sehr an den *Str. pseudolabyrinthicus* Sandb. [7]). Diese Art des Obereocän, welche häufig bei Headon-

---

[1]) S. Clessin, l. c. S. 79.

[2]) Sandberger, l. c. S. 725, Taf. XXVII, Fig. 26.

[3]) Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften XLII, S. 68.

[4]) Sandberger, l. c. Taf. XXIII, Fig. 24 und [5]) die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens Taf. III, Fig. 7.

[6]) Böttger, Palaeontographica XIX, p. 44.

[7]) Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt, S. 277, Taf. XIV, 25 und 25 b.

Hill vorkommt, ist viel weitläufiger gerippt als die Bernsteinschnecke, besitzt eine kegelförmigere Gestalt und tiefere Nähte; bei ihr hat auch der letzte Umgang nur $^1/_4$ der Gesammthöhe, während er bei *Str. gedanensis* fast $^1/_2$ ausmacht. Der älteste bekannte *Strobilus* ist der *Str. monile* Deshayes [1]), welcher als Seltenheit in dem Eocän von Auvers (*Stables mayens* des Pariser Beckens) gefunden wurde, und zur Formenreihe des *labyrinthicus* gehört. Er steht der Bernsteinschnecke sehr nahe und unterscheidet sich von ihr nur durch die zitzenförmige Spitze, den etwas weiteren Nabel und geringe Differenzen in der Rippung, sonst aber ist die Uebereinstimmung so gross, dass man im Zweifel sein kann, ob beide nicht eine Art sind, und der *Str. gedanensis* nur als Varietät der *Str. monile* aufzufassen sei, da die etwas hervorgezogene Spitze des letzteren allein zur Begründung einer neuen Species nicht ausreichen dürfte, und die Nabelgrösse bei dem Einschluss mit Sicherheit nicht bestimmt werden kann. Der Mangel an Vergleichsmaterial und die geringe Anzahl bekannter Stücke von beiden *Strobilus*-Arten lassen die Erledigung dieser Frage bis zu späteren Funden offen. Bis dahin ist für mich zur Begründung der Art: *Str. gedanensis* in erster Reihe von Bedeutung gewesen, dass die Rippen auf der Unterseite der letzteren Windung in der Nähe der Mündung bei *Str. monile* die Stärke der Rippen der oberen Seite erreichen, während sie bei der Bernsteinschnecke an derselben Stelle dünner und schlanker sind.

Microcystis Kaliellaeformis n. sp.

Das betreffende Stück stammt aus der Sammlung des Herrn Conservator Künow in Königsberg. Es ist sehr gut erhalten, nur an der Unterseite hindert eine kleine Blase die genaue Beobachtung des Nabels, welcher nur bei schräger Beleuchtung deutlich sichtbar ist; der äussere Mündungsrand ist ein wenig beschädigt. Die Charakteristik ist folgende:

Testa parvula, depresso-conico-globosa, apice obtusa perforata, subacute angulata, supra et infra angulum subtilissime striata; anfractus

[1]) Deshayes, Anim. sans vert. du bassin de Paris Bd. II, Taf. LIV, Fig. 4—7, p. 816.

$3^1/_2$ *paullo convexi, suturis tenuibus impressis disjuncti, ultimus non descendens; apertura rotundato-lunaris, peristoma rectum acutum, margine collumellari ad perforationem reflexo. Diam.* 1,68 Millimeter, *alt.* 1,45 Millimeter.

Die kleine niedergedrückte Schale mit stumpfem oberen Ende ist durchbohrt. Die ganze Schnecke ist sowohl oberhalb als auch unterhalb des Kiels äusserst fein, aber scharf gestreift. Die einzelnen vertieften Striche haben auf dem letzten Umgange eine Breite von 0,007 Millimeter und liegen 0,02—0,027 Millimeter von einander entfernt. Das vorliegende Exemplar hat nur $3^1/_2$ Umgänge. Dieselben sind wenig gewölbt und durch schmale eingedrückte Nähte vereinigt. Die Oeffnung ist rundlich mondförmig und besitzt aussen einen scharfen geraden Rand, welcher nach der Spindel zu umschlagen ist.

Der äusseren Gestalt nach erinnert die Bernsteinschnecke an die Gruppe *Conulus*, etwa an den Typus der *Hyalina fulva* Müller [1]). Doch zeigen sich bei genauerer Untersuchung sehr charakteristische Unterschiede, welche ein Unterbringen in die Nähe dieser Art unmöglich machen. Die Bernsteinschnecke ist für *H. fulva* viel zu hoch, die Umgänge nehmen rascher zu, die Streifung ist viel stärker, der Columellarrand ist umgeschlagen. Sie ist daher nicht zu *Conulus*, sondern zu der Gruppe *Nanina* zu stellen. Der äusseren Gestalt nach erinnert sie sehr an einzelne Formen der *Sitala* Adams, welche zuerst aus Vorder- und Hinterindien unter der Gattung *Conulema* von Stoliczka [2]) und dann von Möllendorf [3]) in mehreren Arten aus Süd-China beschrieben wurden. Allein bei *Sitala*, welche sonst in der Schale mit den beiden folgenden Gattungen übereinstimmt, herrscht die entschiedene Neigung zu spiraliger Streifung vor, von welcher bei der Bernsteinschnecke auch nicht eine Andeutung wahrzunehmen

[1]) S. Clessin, Deutsche Excursions-Mollusken-Fauna 1876, S. 81.

[2]) Journ. As. Soc. Bengal 1871, pag. 236.

[3]) Dr. O. Möllendorf, Materialien zur Fauna von China. Jahrbücher der deutschen Malakozoolog. Gesellschaft 1883, Heft IV, Taf. 42, Fig. 6.

ist. Dagegen aber zeigt sie in erster Reihe charakteristische Merkmale von *Microcystis* Beck, in zweiter von *Kaliella* Blandford. *Microcystis* ist eine von Beck 1837 aufgestellte Gattung, welche H. und A. Adams [1]) als Subgenus von *Nanina* hinstellten. Unter den bekannten *Microcystis*, welche in China, Süd-Asien, Abessinien leben, steht die *Microcystis glaberima* Möllend. [2]) am nächsten.

Die Charakteristik dieser Art ist folgende [3]):

Schale niedergedrückt kugelig, eng durchbohrt, durch die Lupe betrachtet sehr fein gestreift, stark glänzend durchscheinend, hellbraun; 5 schwach gewölbte Umgänge, der letzte nicht herabsteigend; Mündung gleichmässig gegen die letzte Windung geneigt, mondförmig, Peristoma gerade, der Columellarrand dreieckig umgeschlagen. — Diese Schnecke findet sich in der Provinz Tudshien. Möllendorf [4]) hat diese Art zur Unterscheidung von *Microcystis glaberima* Semper [5]), welche auf den Philippinen vorkommt, *Microcystis Minensis* genannt.

In zweiter Reihe ist der Einschluss mit *Kaliella* in Verbindung zu bringen. *Kaliella* wurde von Blandford aufgestellt für eine Anzahl Arten, welche zu *Microcystis* und *Trochomorpha* gezählt waren. — Godwin-Austen [6]) untersuchte *Kaliella* genauer und begründete dieses Subgenus durch eine grössere Artenzahl.

Unter den bekannten Arten ist die südchinesische Form *Kaliella depressa* Möllend. [7]) der Bernsteinschnecke am nächsten. Die südchinesischen *Kaliella*-Arten zeichnen sich durch die conische Gestalt und durch die Kantung des letzten Umganges aus, was Beides sie mit den indischen Formen dieser Gattung gemein haben. Unsere Bernsteinschnecke steht zwischen *Kaliella depressa* Möllend.

---

[1]) H. und A. Adams, Gen. rec. Moll. II, 1885.

[2]) Dr. O. Möllendorf, Materialien zur Fauna von China. Jahrbücher der deutschen malakozoolog. Gesellschaft 1883, Heft IV, Taf. 42, Fig. 6.

[3]) Möllendorf, l. c.

[4]) Jahrbuch der deutschen Malakozool. Gesellschaft 1885, S. 381.

[5]) Sandberger, l. c. S. 794.

[5]) Ann. Mag. . . . N. H. XL, 1863. S. 83.

[6]) Land and Freschwater. Moll. of India. London 1882.

[7]) Jahrbuch der deutschen Malakozoolog. Gesellschaft 1883, S. 368.

und *Microcystis Minensis* Möllend. Mit der ersteren hat sie nur die Kielung des letzteren Umganges gemein, unterscheidet sich aber von ihr wesentlich durch die viel gedrücktere Form, durch die Streifung, welche hier über dem Kiel gleichmässig fortgeht, während *Kaliella* oberhalb desselben fein gestreift, unterhalb desselben aber fast glatt ist, auch ist bei der Bernsteinschnecke der Spindelrand stärker umgeschlagen. In allem Uebrigen schliesst sich unser Gastropod vollständig an *Microcystis Minensis* Möllendorf an. — Die Unterscheidung von *Kaliella* und *Microcystis* ist selbst bei lebenden Exemplaren allein nach der Schale eine äusserst schwierige; jedenfalls aber stehen sie sich sehr nahe [1]) und sind nicht, wie Pfeiffer wollte [2]), so zu trennen, dass *Kaliella* der *Trochomorpha* Alb. hinzugefügt wird, sondern beide sind zu *Nanina* zu stellen und stehen in demselben Verhältniss wie *Conulus* zu *Hyalinia*.

Um in der Bezeichnung des Bernsteingastropods die Aehnlichkeit mit beiden lebenden Schneckenarten darzuthun, nenne ich sie *Microcystis Kaliellaeformis*.

Vertigo Hauchecornei n. sp.

Dieser *Vertigo* stammt aus der Sammlung des Hrn. Conservator Künow und ist sehr schön erhalten; anfangs war die Schnecke mit weisslich trübem Bernstein umgeben, wodurch namentlich die Mundöffnung vollständig undeutlich war. Durch vorsichtiges Behandeln mit warmem Glycerin und 2 Atmosphären Druck gelang es mir die Mundöffnung vollständig klar und rein zu erhalten.

Testa dextrorsa, ovato-ventrosa, apice obtusala, basi subrimata. Anafractus $4^1/_2$ *modice convexi, suturis levibus disjuncti, sub lente subtilissime striati. Apertura recta semiovata, marginibus breviter expansis. In pariete dens unicus papilliformis, in columella item unicus accuminatus et in palata bini, e quibus superus fortior prominet. Alt.* 17 Millimeter, *Diam.* 1 Millimeter.

Die kleine Schale ist rechts gewunden, bauchig eiförmig, mit stumpfer Spitze und engem Nabelritz; die

[1]) Jahrbuch der deutschen Malakozoolog. Gesellschaft 1883, S. 383.

[2]) Malakozoolog. Blätter 1877, S. 7.

$4^{1}/_{2}$ Umgänge sind schwach gewölbt, durch nicht tiefe Nähte von einander getrennt und zeigen mit der Lupe betrachtet eine äusserst zarte Streifung. — Die Mundöffnung ist senkrecht halbeiförmig und besitzt schwach ausgebreitete Ränder. Auf der Mündungswand befindet sich ein warzenförmiger Zahn, auf der Spindel ebenfalls nur einer der scharf zugespitzt, und auf der Aussenwand zwei, von welchen der obere der stärkere ist. Die Höhe der Schnecke beträgt 1,5 Millimeter, der grösste Durchmesser 1 Millimeter.

Genauer sind die Maasse folgende:

1. Umgang	0,08	Millimeter	Höhe	
2. »	0,19	»	»	
3. »	0,34	»	»	
4. »	0,56	»	»	
Mundöffnung	0,49	»	»	
1. Umgang	0,03	»	grösster Durchmesser	
2. »	0,06	»	»	
3. »	0,86	»	»	»
4. »	0,97	»	»	

Der Zahn der Mündungswand ist 0,07 Millimeter lang, der ihm gegenüberstehende 0,05 Millimeter.

Fossile *Vertigo* sind verhältnissmässig in geringer Zahl bekannt. Sie treten, abgesehen von der *Vertigo Murchisoni Moore*, aus dem Lias zuerst im Unter-Miocän auf; es sind dieses *Vertigo callosa* Reuss, *tiarula* A. Braun. Aus dem Mittel-Miocän stammt *Vertigo diversidens* Sandb., *V. myrmido* Michand; aus dem unteren Pliocän (Moosbacher Sand) *Vertigo alpestris* Alder, *antivertigo* Drap. und aus dem Mittel-Pleistocän *Vertigo pygmaea* Drap. [1]). Von den fossilen *Vertigo* sind nur *Vertigo alpestris* Alder und *pygmaea* Drap., welche beide auch lebend vorkommen, mit der Bernsteinschnecke zu vergleichen. Die Aehnlichkeit zwischen dieser und *Vertigo alpestris* liegt namentlich in der Anzahl und der Stellung der Zähne. *Vertigo alpestris* hat einen Zahn

[1]) Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorzeit.

auf der Mündungswand, der allerdings nicht so abgerundet warzenförmig ist, wie bei *Vertigo Hauchecornei*, sondern mehr keilförmig scharf, der Columellarzahn steht bei letzterer etwas näher der durch Mündungswand und Spindel gebildeten Ecke, von den beiden Gaumenzähnen liegt der untere bei *Vertigo Hauchecornei* weiter vom Mundsaum ab und der obere ist etwas stärker. Die Gestalt der *Vertigo alpestris* ist etwas schlanker, obwohl die Form sehr zu variiren scheint. Nach CLESSIN [1]) berechnet sich der Quotient auf 2,6 für die lebende, nach SANDBERGER für die fossile aus dem Moosbacher Sand [2]) auf 1,9, nach WALLENBERG [3]) für die recente auf 1,8; der Quotient der *Vertigo Hauchecornei* beträgt 1,7. Dann aber hat *Vertigo alpestris* fünf Umgänge und weit stärker vertiefte Nähte.

Die *Vertigo pygmaea* DRAP. steht der Bernsteinschnecke nur nahe in der Anzahl der Zähne und im Gesammtumriss, unterscheidet sich aber wesentlich von ihr durch die Verengung der letzten Windung [4]), auch ist der untere Gaumenzahn der grössere.

Wie diese beiden tertiären und recenten europäischen Formen einzelne Charaktere aufweisen, welche sie in die Nähe der *Vertigo Hauchecornei* stellen, so stehen die den beiden entsprechenden amerikanischen *Vertigo* auch nahe und noch näher als die europäischen. Es sind dieses für *Vertigo alpestris* ALD. *Vertigo Gouldi* BINNEY und für *Vertigo pygmaea* DRAP. *Vertigo Bollesiana* MORSE [5]). *Vertigo Gouldi* ist eine Art von BINNEY [6]), welche sich in Nordamerika, New-York, Baltimore, Cambridge etc. findet. Ob zwar PFEIFFER angiebt, dass diese 5 Zähne besitzt, so scheint doch der untere Columellarzahn häufig zu fehlen. BINNEY [7]) bildet eine *Vertigo Gouldi* mit 4 Zähnen ab. — Bei dieser ist der Zahn an

---

[1]) CLESSIN, deutsche Excursions-Mollusken-Fauna 1876, S. 125.

[2]) SANDBERGER, l. c. S. 794.

[3]) Malak. Blätter 1858, S. 91, Taf. I, Fig. 5.

[4]) KOBELT, Fauna der Nassauischen Mollusken, S. 145, Taf. 2, Fig. 20. CLESSIN, S. 214.

[5]) JEFFREYS, Ann. Mag. Nat. Hist. 1872, p. 246.

[6]) PFEIFFER, Monograph. Hel. vivent II, p. 358, No. 136.

[7]) BINNEY, The terrestrial Air-Breathing Mollusks 1878, p. 214. Atlas, Taf. 71, Fig. 2 a, b, c, d.

der Mündungswand lang warzenförmig, der an der Columella scharf zugespitzt, von den beiden anderen Zähnen an der Aussenwand stimmt der untere an Gestalt und Lage mit *Vertigo Hauchecornei* vollständig überein, der obere aber ist kleiner; in Bezug auf die Form dieses, würden die 5 zähnigen Exemplare besser passen. Was die ganze Form der *V. Gouldi* anbetrifft, so ist sie ein wenig schlanker, ihr Quotient beträgt 2, die Mundöffnung ist etwas mehr eingebogen.

Der äusseren Gestalt nach nähert sich *Vertigo Bollesiana* Morse [1]) der Bernsteinschnecke noch mehr. Es ist dieses eine Art, welche dasselbe Verbreitungsgebiet hat wie *Vertigo Gouldi* Binney. Der Quotient bei *Vertigo Bollesiana* Morse betrug 1,8, sie hat $4^1/_2$ Umgänge. — Auch die Stellung der Zähne ist bei *Vertigo Bollesiana* und *Hauchecornei* sehr ähnlich; beide haben einen gleichgeformten Mündungswandzahn und zwei Gaumenzähne, von denen der obere bei *Vertigo Hauchecornei* allerdings etwas näher dem Mündungsrande steht. Dass die zwei Columellarzähne bei *Vertigo Bollesiana* ein trennendes Kriterium sein sollen, ist nicht anzunehmen, da der obere Zahn in Gestalt und Lage demjenigen von *Vertigo Hauchecornei* entspricht, der untere aber sehr klein ist. Ausserdem muss man in Betracht ziehen, dass die Zahl der Zähne »bei fast allen Species dieser Gruppe dem Wechsel unterworfen ist« [2]). Abweichend ist bei *Vertigo Bollesiana* Morse der stärker umgeschlagene und mehr verdickte Mundsaum und die weniger abgeflachte Aussenwand.

Fasse ich die aus den Vergleichen erhaltenen Resultate zusammen, so ergiebt sich, dass die im Bernstein eingeschlossene Schnecke in der Gestalt der *Vertigo Bollesiana* Morse, in der Zahnung der *Vertigo Gouldi* Binn. am nächsten steht, dass aber auch Punkte vorhanden sind, in welchen sie der *Vertigo alpestris* Ald. und der *Vertigo pygmaea* Drap. ähnelt; mithin als selbständige Art hinzustellen ist, welche ich mit »*Vertigo Hauchecornei*« bezeichne.

---

[1]) Binney, l. c. S. 215.

[2]) Clessin, l. c. S. 215.

Vertigo Künowii n. sp.

Das Stück ist von Herrn Künow gefunden und gehört seiner Sammlung an. Es ist von einer tertiären Psychenlarve zum Bau ihres Gehäuses verwendet worden und sehr gut erhalten. Ueber der Mundöffnung liegt allerdings im Bernstein eine Luftblase, welche eine directe mikroskopische Beobachtung dieses Theiles hindert, doch kann man durch Schrägstellen des Präparates an der Höhlung vorbei sehen und die ganze Mundöffnung untersuchen.

Testa minima, ovata, apice obtusula, basi subperforata. Anfractus quinque modice convexi, suturis levibus disjuncti, sublente subtilissime striati, ultimus, costulis transversabilus aequalibus confertis ornatus, circiter $^1/_3$ *omnis altitudinis aequat. Apertura semiovata, edentula, marginibus reflexius culis. Alt.* 1,3 Millimeter, *Lat.* 0,8 Millimeter.

Die sehr kleine Schale ist eiförmig, mit stumpfer Spitze, und besitzt einen kaum merklichen Nabelritz. Die 5 mässig gewölbten Umgänge sind durch schwache Nähte getrennt, und zeigen vergrössert eine äusserst zarte Streifung; der letzte Umgang zeigt zahlreiche Anwachsrippchen und nimmt fast ein Drittel der Gesammthöhe der Schnecken ein. Die Mündung ist halb eiförmig, ungezähnt, der Rand schwach zurückgebogen. Die Höhe der Schnecke beträgt 1,27 Millimeter, der grösste Durchmesser 0,93 Millimeter.

	Millimeter
Der letzte Umgang ist an der Mündung hoch	0,44
» vorletzte » » » » » »	0,38
» vorhergehende Umgang ist an der Mündung hoch	0,25
» Rest ist an der Mündung hoch	0,2
Die grösste Breite beträgt beim letzten Umgang . . .	0,83
» » » » » vorletzten » . . .	0,75
» » » » » vorhergehenden Umgang	0,5
» » » » » Rest	0,2

Nach verschiedenen Messungen im Umkreis der Windungen kommen bei der letzten auf je 0,25 Millimeter 6—7 Rippchen,

bei der vorletzten auf je 0,25 Millimeter 8—10, durchschnittlich sind die Rippchen auf der letzten Windung 0,012 Millimeter breit; der Zwischenraum zwischen ihnen ist doppelt so gross.

Da fossile ungezähnte *Vertigo* fehlen, ist ein Vergleich mit diesen unmöglich. Nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Dr. O. BÖTTGER steht die Bernsteinschnecke der *Vertigo Genesii* GREDLER nahe. Es ist dieses eine Form, welche gegenwärtig ausstirbt und sich nur ganz vereinzelt an 1—2 Stellen in Tyrol findet, dagegen aber in den zum obersten Unter-Pleistocän gehörigen Moosbacher Sanden bei Wiesbaden [1]) und bis in dem Loess der Rheingegend sehr verbreitet ist. *Vertigo Genesii* GREDL. ist eine subalpine Form, oder besser gesagt, sie gehört einem gemässigten Klima an, welchem *Aesculus* und abfallender *Quercus* entsprechen dürfte.

Von lebenden Formen steht ferner die *Pupa simplex* GOULD. [2]), von BINNEY als *Vertigo simplex* beschrieben und abgebildet [3]), der Bernsteinschnecke nahe. Dieselbe ist allerdings nach der Beschreibung von PFEIFFER und von BINNEY etwas schlanker und und hat den Quotient 2, doch sind mir gedrungenere Exemplare bekannt; auch die von BINNEY gegebene Abbildung stellt einen *Vertigo simplex* dar, mit dem Quotienten 1,7, welchem derjenige der Bernsteinschnecke mit 1,63 sehr nahe kommt. *Vertigo simplex* GOULD. findet sich in Canada, New-England, Massachusetts. Eine *Pupa simplex* SANDBERGER erwähnt SANDBERGER [4]) aus dem Obereocän von Monte Allisimo und Pugnello. Dieselbe ist der Form nach eine echte *Pupa*, schlank, mit dem Quotient 2,3, steht jedoch der *Vertigo* (*Pupa*) *simplex* GOULD. vollständig fern.

Nach dem Finder Herrn KÜNOW nenne ich diese *Vertigo*:

»*Vertigo Künowii*«.

[1]) Dr. O. BÖTTGER, Nachrichtsblatt der deutschen Malakozool. Gesellsch. 17, No. 5 und 6, S. 80—81.

[2]) PFEIFFER, Monogr. Hel. II, p. 302, No. 4. Bost. Journ. Hist. Nat., Bd. III, Taf. 3, Fig. 21.

[3]) Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, Cambridge Mass. Vol. IV, p. 219 und Taf. 72, Fig. 3, a, b, c, d.

[4]) SANDBERGER, l. c.

Balea antiqua n. sp.

Das Stück stammt aus der Sammlung des Herrn Conservator Künow; die obere Seite ist schön erhalten, die Mundöffnung aber etwas getrübt, und daher der Einblick in das Innere kaum möglich. So weit dieser Erhaltungszustand die Untersuchung gestattete, ist die Charakteristik folgende:

Testa sinistrosa, turrita, apice obtusala, basi breviter rimata. Spira a basi regulariter attenuata. Anafractus $5^1/_2$ *paullo convexi, suturis tenuibus disjuncti, costulis transversalibus obliquis ornati. Apertura piriformis, marginibus continuis acutis. Alt.* 6,1 Millimeter, *Diam.* 2,5 Millimeter.

Gehäuse links gewunden, thurmförmig, an der Basis kurz geritzt. Gewinde vom Grunde an regelmässig verjüngt; $5^1/_2$ sehr flach gewölbte Umgänge, welche in schmalen Nähten zusammenstossen und mit feinen schiefen Rippchen geziert sind. Die Mündung ist birnförmig, der Quotient beträgt 2,4.

Die Gattung *Balea* war bis jetzt fossil noch nicht bekannt, ist aber dadurch von grossem Interesse, weil ihre Vertreter die Stammväter der jetzigen clausiliumtragenden Clausilien sein dürften. Böttger sagt darüber in seinen Clausilienstudien [1]: »Ich halte die ehemalige Gattung *Balea*, von der mir leider nur ein sehr dürftiges Material zu Gebote steht, für den Rest einer uralten, schon früh weit verbreiteten und formenreichen Landschneckengruppe, deren Vertreter als Stammväter der jetzigen clausiliumtragenden Clausilien anzusehen sind und sich in einzelnen besonders widerstandsfähigen, kleinen Formen noch bis in die Jetztwelt erhalten haben. Von der Lebenszähigkeit der Gruppe zeugt ihre noch jetzt weite geographische Verbreitung und ihre auffallende Unabhängigkeit von klimatischen Einflüssen und jeweiliger Bodenbeschaffenheit. — Die jetzt schon bekannte Fülle *Balea*- und *Alopia*-artiger Formen der Vorzeit lässt vermuthen, dass noch eine grosse Zahl solcher Clausilien ohne Clausilium im Schosse der

---

[1]) Palaeontographica Suppl. 3, VI, VII, 1877.

Erde ruht, und es möchte die Voraussage, die sich mir bei diesen anspruchslosen Studien aufdrängte, als ob zu einer ganzen Anzahl von Clausiliensectionen der *Balea*-Formen der Vorzeit noch aufgefunden werden dürften, nicht ganz ohne Berechtigung sein.« Wenn auch Böttger in einer jüngeren Arbeit die Existenz zwingender Gründe für eine Einreihung von *Balea* unter die Clausilien leugnet, so bleibt er doch bei der Ansicht stehen [1]), dass »*Clausilia* nur eine im Laufe der Jahrtausende veränderte Form von *Balea* ist.« Die Sandberger'sche Gattung *Tripthychia* [2]), welche zuerst im Miocän auftritt, bildet das Vermittlungsglied zwischen *Balea* und der fossil nicht bekannten Clausiliensection *Alopia* H. und A. Adams, welche wiederum vermittelnd mit der Gruppe *Marpessa* Böttger ist, die sich in den Formenkreis der *Clausilia transiens* Möllend. und der *Clausilia* (*Marpessa*) *laminata* Mntg. spaltet, lebend in zahlreichen Arten, fossil nur in der *Clausilia laminata* Mntg. aus dem Mittelpleistocän [3]) bekannt ist. In wie weit sich die *Balea antiqua* als Stammform einer bestimmten Clausiliensection hinstellen lässt, entzieht sich meiner Beurtheilung, und dürfte es überhaupt unmöglich sein, nach dem Standpunkt der heutigen Forschung, diese Frage sicher zu beantworten. Herr Dr. Böttger theilte mir freundlichst mit, dass die Bernstein-*Balea* ihren nächsten lebenden Verwandten in *Balea Kobelti* Malz. besitze, welcher in Portugal vorkommt, aber so weit bekannt mit keiner lebenden überein stimme. Ich stelle sie daher als selbständige Art, als »*Balea antiqua*« auf.

Electrea Kowalewskii gen. et sp. n.

Diese Schnecke wurde von Herrn Kowalewski im Bernstein gefunden und ist jetzt im Besitz der Königl. geologischen Landesanstalt in Berlin. — Sie ist mittelmässig erhalten. Der Mundsaum ist nur mit Mühe in seinem ganzen Verlauf zu verfolgen. Die Mundöffnung und die obere Hälfte sind durch Trübungen im

[1]) *Triptychia* Sandb. und *Serrulina* Mon. sind als *Genera* aufzufassen, Nachrichtsblatt der deutschen Malakozool. Gesellschaft, Jahrg. XIV, No. 3, S. 34.

[2]) Sandberger, Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt.

[3]) Sandberger, l. c. S. 849.

Bernstein verdunkelt. Als das Stück zur ersten Untersuchung kam, war die ganze Schnecke mit einem weisslichen Schein überzogen, aus welchem die feinen Streifungen der Schale sich sehr schön abhoben und zeichnen liessen. Durch Erhitzen unter Druck wurde das Stück klarer und die Nabelgegend sichtbarer, leider aber auch die Zeichnung etwas undeutlicher, weil die ganze Schnecke, welche wie alle andern beschriebenen nur als Abdruck im Bernstein liegt, jetzt so klar ist, dass namentlich die feinen Querrippchen bei durchfallendem Licht schwach und nur bei ganz schräger heller Beleuchtung sichtbar sind. Die Charakteristik ist folgende:

Testa dextrorsa, *vix rimata*, *ovato-conica*, *irregulariter tenuiter striata et sub lente striis spiralibus confertis sculpta; spira subinflato-conica in conum obtusulum desinens; sutura levis; anfr.* 5, *convexiusculi, ultimus* $^{5}/_{12}$ *longitudinis vix superans; apertura subcircularis, basi axim subexcedens; perist. reflexiusculum simplex*, *margine breviter dilatato et reflexiusculo. Alt.* 4,5 Millimeter, *Diam.* 3,5 Millimeter.

Das Gehäuse ist rechts gewunden, der Nabel sehr klein, allerdings nicht ganz klar sichtbar, aber es lässt sich aus den letzten Umgängen mit Sicherheit schliessen, dass kaum ein Ritz vorhanden sein kann. Die Gestalt ist eiförmig conisch, die Schale ist mit schwachen unregelmässig liegenden Rippchen geziert. Durch ganz feine Spiralrippchen erhält die Schnecke eine gegitterte Oberfläche. — Das Gewinde ist aufgeblasen conisch und endigt in einen stumpfen Kegel. Eine wenig eingedrückte Naht trennt die 5 mässig gewölbten Umgänge, der letzte derselben beträgt kaum mehr als $^{5}/_{12}$ der Gesammthöhe. Diese Dimension ist an der Spindel gemessen, während der letzte Umgang an der Mündung etwa die Hälfte der ganzen Schnecke beträgt. Die Mündung ist fast kreisrund unten etwas über die Axe vortretend. Der Rand des schwach zurückgeschlagenen einfachen Mundsaumes ist ein wenig ausgebreitet. Höhe 4,5 Millimeter. Grösster Durchmesser 3,5 Millimeter.

Die ganze Gestalt der Schnecke zeigt von vorne herein, dass wir es mit einer *Cyclostomidae* zu thun haben. Aus dem grossen Formenkreis dieser Gastropodenfamilie kommen drei Gattungen in Betracht, welche in der Nähe der Bernsteinschnecke stehen dürften; es sind dieses *Pupina*, *Diplomatina* und *Megalomastoma*. Die ostasiatische und indische Form der *Cyclostomideen*, *Pupina* kann von vornherein ausgeschieden werden, weil sie, wenn auch sonst Gehäuseumriss und Grösse einigermassen ähnlich sind, eine vollständig andere Schalenstructur besitzt, wie die Bernsteinschnecke. Wenn man von der Schalenstructur absieht, so steht *Electrea* in Bezug auf Grösse und Gestalt in unmittelbarer Nähe von *Diplomatina* und würde in die Formenreihe der rechts gewundenen, ächten Diplomatinen gehören und unter den lebenden in der *Diplomatina gracilis* Beddome[1]) die nächste Verwandte besitzen; die einzige bekannte fossile *Diplomatina*, die *Cardiostoma trochulus*[2]) aus dem Obereocän von Pugnello, dagegen steht ihr ganz fern und ist mit ihr in gar keine Verbindung zu bringen. Da jedoch die Schalenstructur sehr charakteristisch für die Gastropoden ist, können wir die Bernsteinschnecke entschieden nicht zu *Diplomatina* stellen, vielmehr nähert sie sich in der eigenthümlichen Zeichnung der Schale der allerdings viel grösseren *Megalomastoma* Guilding. Von den bekannten Arten dieser Species ist aber keine mit *Electrea* in nähere Beziehung zu bringen. Allerdings war mir auch nur ein sehr geringes Material und wenig Literatur zugänglich, jedoch berufe ich mich auf die Aussage des Herrn Dr. Böttger. Auch die miocäne *Meglomastoma pupa* A. Braun[3]) steht der Bernsteinschnecke fern, ebenso die oligocänen *Megalomastoma formosum* Boubée und *M. Köchlinianum* Merian und die obereocänen *Megalomastoma Mumia* Lam., *Turgidulum* Rou. und *imbricatum* Sandberg. Aus dem Untereocän kennen wir *Megalomastoma Brauni* Noulet, bei welcher die Schalenstructur anders ist, indem

---

[1]) L. Pfeiffer, Ueber die Gattung *Diplomatina* Benson. Malakozool. Blätter für 1876.

[2]) Sandberger, Land- u. Süsswasser-Conchylien d. Vorwelt S. 243, Taf. XII, Fig. 8.

[3]) Sandberger, l. c. S. 118 — 505 und verschiedene Abbildungen.

die spiraligen Streifen vollständig vorwalten. Noch weiter von der Bernsteinschnecke steht *Megalomastoma Arnouldi* Michoud. Einigermassen stimmt die *Megalomastoma infranummiliticum* Stache aus dem Untereocän von Podgorze in der Tschitscherei im ganzen Habitus mit der Bernsteinschnecke überein, nur ist jene etwa $5^1/_2$ mal so gross und tritt bei ihr der Mundsaum nicht so weit hervor. Es sind dieses jedoch so schwerwiegende Unterschiede, dass wir die Bernsteinschnecke nicht zu *Megalomastoma* stellen können, sondern sie als eine neue Art auffassen möchten, welche zwischen *Diplomatina* und *Megalomastoma* steht, mit der ersteren in Grösse und Gestalt, mit der letzteren in der Schalenstructur übereinstimmt; ich nenne diese Gattung *Electrea* und nach dem Finder *Electrea Kowalewskii*. Wir haben in ihr einen Collectivtypus, welcher sich zu den indischen *Diplomatina* und *Megalomastoma* ähnlich verhält, wie der Sandberger'sche Collectivtypus *Hemitaxus* aus dem Obereocän, welcher einmal den Habitus der *Pythia*, sodann aber eine Mündung besitzt, welche ihn zu *Auricula* stellen würde [1]).

Wie gering im Ganzen die Resultate, welche erlangt wurden durch den Vergleich der Bernsteingastropoden mit den fossilen und recenten, auch für die Bestimmung des geologischen Alters oder des ganzen Faunencharakters der Periode, in welcher der Bernstein gebildet wurde, sein mögen, so ist es von grösster Bedeutung, das Geringe, welches feststeht, besonders hervorzuheben. Der Bernstein liefert uns eben ein so vorzüglich erhaltenes Material von Thieren und Pflanzen der damaligen Zeit, dass wir von der Untersuchung derselben viel grössere Resultate, in Bezug auf Entwicklung einzelner Thierformen und klimatische Verhältnisse erwarten können, als wir sonst von Fossilien im Allgemeinen zu erwarten gewohnt sind, da die Thierreste zu den Abtheilungen gehören, die in klastischen Gesteinen so gut wie garnicht in wirklich brauchbarem Zustande vorkommen, wie Insecten, Spinnen und Myriopoden, die Pflanzen aber durch ihre Erhaltung auch

1) Sandberger, l. c. S. 214.

morphologische und anatomische Untersuchungen von Blättern und Blüthen bis in die feinsten Details gestatten.

Leider aber sind auch die Schwierigkeiten, welche sich diesen Untersuchungen entgegenstellen, fast unüberwindlich, da jede in diesem Sinne zu bearbeitende Thierklasse eine äusserst genaue Kenntniss der gesammten lebenden Formen und daher bedeutende Vorarbeiten und sehr grosses Vergleichsmaterial verlangt. Erschwert wird diese Arbeit noch dadurch, dass gerade von den Thierklassen, um welche es sich handelt, zum mindestens die auser-europäischen Formen sehr lückenhaft, zum Theil so gut wie garnicht bekannt sind.

Allerdings wäre noch ein anderer Weg offen, die Einschlüsse zur allgemeineren Kenntniss zu bringen. Es wäre dieses eine genaue Untersuchung derselben und Einordnung in die bekannten Gattungen unter Verzicht sowohl auf einen speciellen Vergleich mit den Arten als auch auf eine eventuelle Feststellung der Vereinigung mehrer Artencharaktere in einer fossilen Form. Es wäre dieses derselbe Weg, den Conwentz für seine Arbeit über die Angiospermen des Bernsteins [1]) eingeschlagen hat.

Eine solche Bearbeitung der Bernsteineinschlüsse wird ja nicht im Entferntesten die Resultate in Bezug auf die Entwicklung von Pflanzen- oder Thierformen und auf klimatische und geographische Analogien bieten, wie man sie im anderen Falle erwarten könnte, jedoch den grossen Vortheil haben, dass sie leichter bewältigt werden kann und das Material einer Benutzung für zoologische oder botanische monographische Bearbeitungen einzelner Gattungen zugänglich macht. — Die Gastropoden des Bernsteins sind eigenthümlich zusammengesetzt; die Mehrzahl deutet auf einen nordamerikanischen Charakter, einzelne Formen haben die nächststehenden lebenden Verwandten in Süd-China, Turkestan und Indien, ausserdem aber finden sich Beziehungen zu europäischen Typen. Palaeontologische Beziehungen gestattet nur eine Form, welche eine ihr sehr nahestehende Art im Eocän besitzt.

Der Uebersicht wegen gebe ich die erhaltenen Resultate in nachstehender Tabelle [1]):

---

[1]) Die Flora des Bernsteins, II. Bd., Danzig 1886. Wilh. Engelmann in Leipzig.

Gastropoden aus dem Bernstein:	Nächststehende fossile Art:	Vorkommen derselben:	Nächststehende lebende Art:	Heimath derselben:
Parmacella succini			Parmacellen aus	Turkestan
Hyalina sp.			*Hyalina minuscula* Binney	Nord-Amerika
			Hyalina contorta Held	Mittel-Europa
Strobilus gedanensis	*Strobilus monile* Des.	Eocän	*Strobilus labirinthicus* Say	Nord-Amerika
Microcystis Kaliellaeformis			*Microcystis glaberrima* Möl.	Süd-China
			Kaliella depressa Möl.	
Vertigo Hauchecornei	*Vertigo pygmaea* Drap.	Mittel-Pleistocän	*Vertigo Bollesiana* Mor.	Nord-Amerika
			(*Vertigo pygmaea* Drap.	(Europa)
	Vertigo alpestris Ald.	Unter-Pliocän	*Vertigo Gouldi* Binn.	Nord-Amerika
			(*Vertigo alpestris* Ald.)	(Europa)
Vertigo Künowii	*Vertigo Genesii* Gredl.	Mosbacher Sand bis Loess	*Vertigo simplex* Gould.	Nord-Amerika
			Vertigo Genesii Gredl.	Mittel-Europa
Balea antiqua			*Balea Kobelti* Malz.	Portugal
Electrea Kowalewskii			*Diplomatina gracilis* B.	Indien
			Megalomastoma sp.	

[1]) Die den Bernsteingastropoden sehr nahe stehenden Arten sind gesperrt gedruckt, während die anderen nicht gesperrt gedruckten zwar noch Beziehungen zu jenen zeigen, aber doch ferner stehen. Die unter der Rubrik »Heimath« gesperrt gedruckten Lokalitäten sollen ausser der Heimath der vacanten Arten gleichzeitig bezeichnen, in welchen geographischen Formenkreis die Bernsteingastropoden mit Sicherheit gehören; die Klammern bezeichnen die Vereinigung der Charaktere mehrerer recenten Gattungen in einer fossilen Form.

Das Profil der Eisenbahn Berent-Schöneck-Hohenstein.

Von Herrn **Alfred Jentzsch**[1]) in Königsberg in Ostpr.

(Hierzu Taf. XVIII.)

Unter allen bisher im norddeutschen Fachlande gebauten Bahnen ist Berent-Hohenstein eine derjenigen, welche die grössten Höhendifferenzen aufweisen. Sie beginnt bei Berent mit 163,1 Meter Höhe, erreicht bei St. 76,50 ihren höchsten Punkt mit 179,05 Meter und fällt dann bis Bahnhof Hohenstein, wo sie in die Linie Dirschau-Danzig mündet, (bei St. 534) auf 16,51, im Ganzen mithin 162,54 Meter. Da in Hohenstein ein 7,7 Meter tiefer Brunnen und auf dem höchsten Rücken ein 1,84 Meter tiefer Einschnitt vorhanden ist, so beträgt die Gesammtdifferenz in der Höhe der aufgeschlossenen Erdschichten 172,08 Meter (540 Fuss). Da diese Höhendifferenz innerhalb der 53,4 Kilometer langen Bahn nur auf die letzten 45,4 Kilometer entfällt, so ergiebt sich für diese 6 deutsche Meilen lange Strecke ein durchnittliches Gefälle von 1 : 279.

Ueberhaupt die grösste Meereshöhe unter allen Eisenbahnen des norddeutschen Flachlandes dürfte die Bahn Insterburg-Lyck in Ostpreussen erreichen, nämlich 193,52 Meter auf Haltestelle Gurnen. Die grösste Höhenschwankung innerhalb einer Bahn weist Marienburg-Mlawa auf, nämlich 165 Meter, indem sie von

[1]) Eine ausführlichere Beschreibung der Aufschlüsse, sowie das Original-Profil der Aufnahme, aus welchem die Profiltafel nur Ausschnitte giebt, werden im Archiv der Königl. geologischen Landesanstalt aufbewahrt.

13,50 Meter (Bahnhof Marienburg) auf 178,50 Meter (zwischen den Bahnhöfen Koschlau und Soldau) ansteigt. Die von mir früher[1]) bearbeitete Bahn Konitz-Laskowitz weist nur Terrainunterschiede von 144 Meter, nämlich von 33—177 Meter Meereshöhe auf. Alle diese Bahnen werden indess noch übertroffen von der z. Z. im Bau begriffenen Linie Praust-Carthaus, welche von 6,97 Meter (Bahnhof Praust) auf 218,50 Meter (Bahnhof Carthaus) ansteigt, wo Terrain von 221,59 Meter Höhe durchschnitten wird, was im Ganzen 214,52 Meter Steigung auf eine Länge von 41,4 Kilometer, d. h. im Mittel 1 : 193 ergiebt. Die geradlinige Entfernung der Endpunkte letzterer Linie beträgt kaum 30 Kilometer oder 4 deutsche Meilen. Diese Zahlen dürften genügen, um zu zeigen, dass der Ausdruck »norddeutsche Tiefebene« ein durchaus ungeeigneter ist, und dass er insbesondere auf die in Rede stehenden Gegenden nicht im mindesten passt. Hat doch hier das Flüsschen Radaune von seinem Ausfluss aus dem Radaunesee bis zur Mündung (36 Kilometer geradlinige Entfernung) ein Gefälle von 150 Meter (fast 500 Fuss), fast doppelt so viel wie der Amazonenstrom in dem ganzen brasilianischen Theile seines Laufes, da letzterer noch bei Pebas, ca. 2400 Kilometer von der Mündung, erst 105 Meter Meereshöhe hat. Noch stärkere Steigungen ergeben sich natürlich, wenn man die Berge berücksichtigt. So wird Danzig von dem 37 Kilometer entfernten Thurmberg um 331 Meter überragt, Dresden von dem 30 Kilometer entfernten Lilienstein, nur um 290 Meter von der Bastei gar nur um 190 Meter. Ja, am Thurmberg selbst findet sich ein Gefälle von 171,84 Meter auf nur 1800 Meter horizontaler Entfernung zum Radaunesee, d. h. 1 : 10; während die obersten 131 Meter sich gar nur auf eine Horizontale von 600 Meter projiciren, also die Steigung 1 : $4^1/_2$ erreichen.

Isolirt überragen der Thurmberg in Westpreussen, die Kernsdorfer Höhe in Ostpreussen ihre meilenweite Umgebung um mehrere 100 Fuss; zahlreiche andere Höhen geringeren Ranges verhalten sich ähnlich, und deuten dadurch an, dass sie nicht einfache diluviale Aufschüttungen, sondern emporgeschobene Massen sind; die Epoche

[1]) Jahrb. der Königl. geolog. Landesanstalt f. 1883, S. 550.

der Hebung kann kaum zweifelhaft sein: Schluss der Diluvialzeit. Dafür spricht die Gesetzmässigkeit, mit welcher selbst kleinere und kleinste Terrainwellen sich den grossen Grundzügen des Reliefs anpassen, und das Auftreten mächtiger Diluvialthone — die sich doch unmöglich auf Bergspitzen ablagern konnten — in 250 Meter Höhe westlich Carthaus (in der Ziegeleigrube zwischen U. F. Bülow und dem Spitzberg).

Selbst die grabenartigen Thäler, welche nach bestimmten Richtungen sich schneidend, bezw. knie- und treppenartig sich verbindend, die einzelnen Massen von einander trennen und in ihrer Sohle ein buntes Gewirr von Flussthälern, Seen, Torfmooren und Abrutschmassen bilden; selbst diese Thäler sind in den Grundzügen ihrer Gestaltung auf tektonische Ursachen zurückzuführen, denn ihre Sohlen sind keineswegs eben, sondern von zahlreichen kleinen und grossen Wellen durchsetzt, die sich in ihrer Anordnung den Wellen der benachbarten Plateaus genau anschliessen. Die Blätter Carthaus, Bütow und Berent der Generalstabskarte bieten schöne und unzweifelhafte Beispiele für dieses Verhältniss; z. B. die Halbinsel am Radaunesee bei Lonczyn und Lonczynskahutta, diejenigen im Kl. und Gr. Mauschsee, das Thal der Radaune bei Schlaffkau und Semlin etc. Am deutlichsten sind diese Wellen auf den in 1 : 25000 in Höhencurven ausgeführten Messtischblättern des Generalstabes zu erkennen, sobald man dieselben nach Höhenschichten colorirt. Wohl auf jedem dieser Blätter dürfte sich der Parallelismus der Terrainwellen bemerkbar machen; um so überzeugender tritt er hervor, je coupirter das Terrain ist. Tausende solcher Parallelwellen sind im Lande vorhanden; doch treten bisweilen, wie z. B. in der Weichselgegend bei Mewe, Parallelsysteme *verschiedener* Richtung nahe bei einander auf.

Ein solcher Rücken *ostwestlicher* Richtung tritt im Pregelthale in Königsberg als »Haberberg« hervor, von welchem ich im Vorjahre zeigte[1]), dass die Dislocation mehrere hundert Meter tief, nämlich bis in die Kreideformation sich geltend macht. Andere *nordsüdliche* Dislocationen von jungdiluvialem Alter habe ich[2]) in den

[1]) Jahrb. d. Königl. geolog. Landesanstalt f. 1884, S 483 ff.

[2]) Jahrb. d. Königl. geolog. Landesanstalt f. 1885 (Bericht über die Jahresarbeiten).

beiden Parallelrücken von Königswalde und Grabau (Kreis Pr. Stargardt) nachgewiesen.

Die Bahn läuft im Allgemeinen 25 Kilometer nach WSW., dann 6 Kilometer nach West, und wendet sich dann (bei Bahnhof Schöneck nach NW., welche Richtung sie während der letzten 23 Kilometer ihrer Länge im Wesentlichen innehält. Der Grund dieser Umbiegung liegt in den Terrainverhältnissen: Von Berent bis Schöneck ist das Hauptgefälle des Landes nach Süden gerichtet; nördlich liegen die Höhen des Thurmberges bei Schönberg (331 Meter) und der Gegenden von Chielshütte (296 Meter) und Mariensee (274 Meter) nur 13 resp. 12 resp. 15 Kilometer von der Bahn entfernt. Bei Schöneck dagegen werden diese nordwärts vorliegenden Höhen durch ein nordsüdliches Streichen abgeschnitten, welches den ganzen Rand des Danziger Hochlandes bis zum Weichseldelta derart beherrscht, dass z. B. die 100 Meter-Linie, welche die Eisenbahn unweit Gr. Mirau erreicht, auf ca. 50 Kilometer Länge, von Pr. Stargardt bis nördlich von Danzig fast gerade nordsüdlich verläuft (36^0 11′ bis 36^0 12′ Oestl. L.), nur durch einzelne Thaleinschnitte unterbrochen. Auch meine Höhenschichtenkarte der Provinz Preussen [1]) lässt diese Richtung für die 300 Fuss — 400 Fuss — und 500 Fuss — Kurven dieses Gebietes sehr deutlich erkennen. So bezeichnet die Gegend von Schöneck in der That eine Ecke nicht nur der Eisenbahn, sondern auch des pommerellischen Hochlandes, eine Ecke, die sich auch in dem Verlauf der dortigen Fluss- und Seenthäler [2]) sehr deutlich ausspricht.

Von Schöneck bis Hohenstein fällt die Bahn fast ununterbrochen und wird nirgends von bedeutenden Höhen flankirt; nur zwischen Sobbowitz und Senslau (Kilometer 48—49) durchbricht sie in der Terrainhöhe von 74,5 Meter (Höhe des Planums 68,5 Meter) eine umgekehrt S-förmig nordsüdlich streichende Vorwelle, in welcher sie zwischen Höhen von 121 Meter (nördlich) und 92—112 Meter (südlich) gewissermassen einen Passübergang

[1]) Schriften d. physik.-ök. Gesellsch. zu Königsberg XVII. 1876, Taf. VI.
[2]) Geolog. Karte der Provinz Preussen. Section XX. Dirschau.

findet. Zwischen Passhöhe und Gipfelhöhe ist also eine Differenz von 47 Meter. An dieser orographisch charakteristischen Stelle ist der einzige Punkt, wo die Bahn den Untergrund des Diluviums (tertiäre Glaukonitformation) anschneidet; gewiss eine bemerkenswerthe Thatsache!

Wenden wir uns von dieser allgemeinen Schilderung des Verlaufes der Bahn nunmehr zu einer Aufzählung der einzelnen Aufschlüsse! Wenn dieselbe auch etwas einförmig und ermüdend sein sollte, dürften doch einzelne der zu berichtenden Beobachtungen nicht ohne allgemeineres Interesse sein [1]).

Bei St. 0—20 sieht man unter Geschiebemergel vielfach Spathsand hervortreten und auf grösseren Flächen die Krume bilden,

[1]) Die Ortsangaben beziehen sich auf »Stationen«, à 100 Meter Länge, und zwar auf der Stationirung während der Bauzeit, welche mit der späteren, definitiven zwar nicht übereinstimmt, sich aber leicht aus derselben ableiten lässt, sobald man eine Anzahl leicht wiederauffindbarer Fixpunkte kennt. Ein einziger solcher würde genügen, wenn nicht in Folge eingetretener Aenderungen der Trace hin und wieder einzelne »Stationen« von geringerer oder grösserer Länge zwischengeschoben wären. Sobald man die berücksichtigt, geben die in unserem Bericht enthaltenen Stationszahlen (denen meist noch die Zahlen der überschiessenden Meter als Decimalbruch angehängt wurden) den genauesten, überhaupt möglichen Anhaltspunkt zum Auffinden des betreffenden Punktes in der Natur.

St. 171,34 bedeutet mithin eine (in der Bahnaxe gemessene) Entfernung von 17134 Metern vom Anfangspunkte der Bahn, d. h. einen Punkt, welcher auf Haltestelle Gross-Liniewo, 58 Meter vor der Mitte des Ueberganges der von Altkieschau nach Lipschin führenden Chaussee liegt. Als Fixpunkte wählte ich die Uebergänge grösserer Wege, sowie die Hauptdurchlässe, letztere besonders deshalb, weil sie voraussichtlich unverändert an der gleichen Stelle der Bahn bleiben werden, und weil sie — als Thalmitten — auch auf Specialkarten sich markiren. Zum Wiederaufnehmen der alten Stationirung in der Natur seien folgende Vergleichspunkte in Stationen genannt:

0—6 Bahnhof Berent.
34—34,30 Brücke über die Ferse.
42—48 Haltestelle Klinsch.
100,20—101 Haltepunkt Neu-Barkoczyn.
172 Chaussee Altkieschau-Lipschin.
314,20—320,20 Bahnhof Schöneck.
328 Fietze-Brücke.
450—456 Haltestelle Sobbowitz.
456,65 Chaussee Sobbowitz-Hohenstein.
522,72 Unterführung der Chaussee Dirschau-Danzig.
534 Mitte des Empfangsgebäudes auf Bahnhof Hohenstein.

dann meist mit Geschieben als Resten zerstörten Mergels bestreut. Bei St. 16,0 wurde unter **ds** im Thälchen bei 155,1 Meter Meereshöhe unterer Geschiebemergel getroffen. Kleinere Torfmoore (meist aus Sphagneten) sind in beträchtlicher Anzahl eingestreut. Bei St. 10 rechts, 0,4 Meter unter Planum, fand ich reinen Grand mit einem unbestimmbaren Conchylienfragment. Es ist dies die westlichste Spur diluvialer Conchylien in Westpreussen (35⁰ 40' Oestl. L.).

Das Material der Steinbestreuung, wie der Geschiebe im Grand und Lehm auf der ganzen Strecke von Berent bis hierher erwies sich als fast rein nordisch. Ganz vorherrschend waren krystallinische Silikatgesteine, nächstdem cambrische Sandsteine; von silurischem Kalk fand ich nur einige wenige kleine Platten eines dichten versteinerungsleeren Kalkes, sowie eine grosse *Stromatopora* [1]).

Bei St. 22 sieht man rechts in Höhe des Planums sandigen Geschiebelehm und weiterhin im Wäldchen links reinen Grand und Spathsand, mit einem 0,3 Meter mächtigen Bänkchen entkalkten Mergelsandes.

Auch unmittelbar hinter dem nächsten Wegübergang sieht man reinen, z. Th. groben Grand in zwei je 0,6 Meter mächtigen Bänken, und dazwischen bezw. darunter Sand, z. Th. mergelsandartig fein. Die Schichten schneiden sich gegenseitig ab. In der Fortsetzung des ziemlich langen Einschnittes erhalten sich die Verhältnisse: Im Wesentlichen sieht man zwei Grandbänke und zwischen bezw. unter diesen feine, theils lose, theils schwachlehmige, immer aber geschichtete Sande. Weiterhin werden letztere lehmiger und entwickeln sich inmitten des Grandes zu einem 0,8—1,2 Meter mächtigen geschichteten Geschiebelehm (Profil 1). Es ist dies ein bindiger lehmiger Sand bis sandiger Lehm, der

[1]) Anderwärts sind silurische Kalkgeschiebe in hochgelegenen Gegenden viel häufiger, so z. B. an den Radauneseen bei Schönberg in Westpreussen und ganz besonders in der Gegend von Goldap in Ostpreussen, wo Kalkgerölle in regelmässigem Betriebe gegraben werden. Einheimische Geschiebe scheinen in hochgelegener Gegend selten zu sein; doch fehlen sie nicht gänzlich, wie ich z. B. ein petrefactenreiches Senongeschiebe am Thurmberg fand und Cenoman von Max am Radaunesee erhielt.

durch ca. 1—10 Millimeter dicke Lagen reinen Sandes in zahlreiche nahezu ebene Bänke parallel geschichtet ist, und dessen lehmige Bänke nuss- bis kindskopfgrosse Geschiebe unregelmässig eingesprengt enthalten, mithin echter Geschiebelehm sind. Gegen das Ende des Einschnittes steigt der Geschiebelehm bis 3 Meter über Planum und endet hier, 0,3 Meter mächtig, unter 0,8 Meter Sand, im weiteren Streichen in Verwitterungsboden übergehend, welcher das Gehänge des hier von Ost nach West gerichteten Thales der Ferse bildet. Die Eisenbahn überschreitet die mit 1 Meter Torf bedeckte Thalsohle auf stattlicher Gitterbrücke. Bei der Fundirung des linksseitigen Pfeilers zeigte sich unter dem Torf reiner Grand bis 4 Meter unter dem Spiegel der Ferse.

Im Grand wurde bei Station 54 angeblich ein Knochen eines grösseren Säugethieres gefunden. Als eines der wenigen einheimischen Geschiebe sah ich einen Feuerstein (Profil 2 und 3).

Bei Station 73,7 wird unter Geschiebelehm Spathsand erbohrt, der gleich darauf hervortritt, und nun weiterhin bedeutend entwickelt ist, bis St. 108 (also auf $3^1/_2$ Kilometer Länge) jeglicher Decke von Geschiebelehm entbehrend.

Wie mächtig dieser Sand ist, zeigt das Profil des Weges nach Kl.-Bendomin. Verfolgt man denselben nach Nord, so sieht man bis zur ehemaligen Papiermühle nur geschiebeführenden Sand mit grandartigen Bänken, also von 180 Meter bis 158 Meter herabsteigend; darunter ergab ein Handbohrloch 1,6 Meter unteren Geschiebemergel. Die Geschiebe des Sandes und Grandes sind auch hier vorwiegend nordisch; doch fand ich als einheimisch darunter einzelne Phosphorite, ellipsoidisch gerollte Feuersteine (sogenannte Wallsteine L. Meyn's [1]) und 4 kleine aber charakteristische Brauneisensteingeoden, die als umgewandelte Thoneisensteine zu betrachten sind. Geht man denselben Weg von der Eisenbahn aus nach Süden, so bleibt Sand und Grand etwa 300 Meter lang; dann beginnt geringe Steinbestreuung in lehmigem Sand, welcher

[1]) Diese sind überhaupt in Ost- und Westpreussen nicht gerade selten, besonders in der Gegend von Mewe, wahrscheinlich entstammen sie zerstörtem Tertiär, da sie gewisse Beziehungen zu den Phosphoriten zu besitzen scheinen. Andere Fundorte sind z. B. Marienwerder, Pr. Holland, Königsberg.

am Gute Jesziorken in Geschiebelehm übergeht. Letzterer lässt sich — nur durch Torfbrüche und unbedeutende Aufragungen unteren Sandes unterbrochen — am Landwege von Jesziorken bis Gr.-Klinsch verfolgen.

Von sonstigen Aufschlüssen seitwärts der Bahn ist in dieser Gegend noch eine Grube in der Stadt Berent zu erwähnen, nördlich des Kirchhofes an der Strasse nach Wierschisken. Dort sieht man:

1 Meter geschichtete Gerölle, wohl zu ∂𝔤 gehörig,
5 » typischen gelbbraunen Geschiebemergel; darunter Unterdiluvialsand.

Schon aus diesen wenigen Profilen geht zur Genüge hervor, dass in der als sandig verrufenen Berenter Gegend — trotz unleugbarer, mächtiger Entwickelung der Sande — doch auch oberer und unterer Geschiebemergel in weiter Verbreitung und nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit auftritt.

Verfolgen wir nun wieder die Eisenbahn, so zeigen die nächsten Einschnitte (St. 75—78,5) an mehreren Stellen Spathsand und Grand mit Hülle von Geschiebedecksand.

Die beiden Einschnitte St. 80,4—81,5 und 82,5—84,5 haben mächtigen Diluvialgrand aufgeschlossen, welcher auch seitlich bis 200 Meter Entfernung von der Bahnaxe in ausgedehnten Gruben behufs Beschüttung des Eisenbahn-Planums gewonnen wird.

Man sieht seitlich:

0,7 Meter sandigen Oberdiluvialgrand,
2,0 » reinen Unterdiluvialgrand.

Darunter 1,3 Meter Böschung, wohl jedenfalls abgebauten Grand verdeckend. Die Sohle der betreffenden 4 Meter tiefen Grube ist sandig und vollkommen trocken, was auf grössere Mächtigkeit der Sandschicht schliessen lässt (Profil 4).

Im Grand fand ich als westlichstes bestimmbares Exemplar westpreussischer Diluvialfauna *Yoldia arctica*.

Das Material des Grandes ist vorwiegend nordisch; von relativ einheimischem Material fand ich eine Kreidespongie, Feuersteine

und mehrere Phosphorite; auch erhielt ich daraus ein Stück verkieseltes Holz.

Der Geschiebedecksand führt zwar Geschiebe und Blöcke, ohne indess eine eigentliche Geschiebebestreuung zu veranlassen. Die fünf grössten in dem Einschnitt getroffenen Blöcke hatten 0,3—0,8 Meter Durchmesser.

Aehnlichen Grand und Spathsand fand ich in den kleinen Einschnitten St. 85,1 und 86,5. Ebenso in dem grösseren Einschnitt St. 87,5—89,8 (Profil 5), in welchem jedoch bei St. 88,7 und 89,8 in Höhe des Planums eine wenige Decimeter mächtige Bank von Geschiebemergel eingelagert ist; sie wird bedeckt von 2 Meter Sand und Grand und wird von reinem groben Spathsand und Grand unterlagert.

Nachdem von St. 74—108, also auf ca. $3^1/_2$ Kilometer Länge Grand und Sandboden herrschte und der Oberdiluvialmergel völlig fehlte, beginnt letzterer bei St. 113,4 plötzlich und lässt sich ununterbrochen bis St. 145,6, mithin auf $3^1/_4$ Kilometer Erstreckung verfolgen, die unterdiluvialen Schichten fast überall verhüllend.

Dass dies Verhältniss nicht nur zufällig an der Bahnlinie getroffen wurde, zeigte die Begehung des 4 Kilometer langen Weges von Lubahn (2 Kilometer von der Bahn entfernt) über Liniewo zur Bahn bei Hochliniewo; diese Begehung ergab durchweg Geschiebelehm, nur an einer Stelle einen dürftigen Aufschluss von Sand.

Unter ∂m tritt unterdiluvialer Sand (St. 114—115) und Grand (bis 4,5 Meter mächtig aufgeschlossen) bei St. 116,2—116,9 und St. 118 auf; bei 116,5 führt er diluviale Süsswasserfauna, *Dreissena polymorpha*, jedenfalls auf verschleppter Lagerstätte. Dieser Punkt gehört zur Feldmark Neu-Barkoschin (Profil 6).

Nun folgen Einschnitte in einem Geschiebelehm und -Mergel, der hier durchschnittlich 1,0—1,5 Meter tief entkalt ist, St. 118,6 bis 127,5. Der Lehm ist meist ziemlich reich an Geschieben und Blöcken. Das Terrain ist charakteristisch unregelmässigwellig, sogenannte »Moränenlandschaft«, mit unzähligen kleinen, unregelmässig gestalteten Senken, die mit Sphagneten ausgefüllt

sind. Stellenweise sind diese bereits mit *Eriophorum* bestanden, während dort, wo tiefere Sölle auszufüllen waren, oft in der Mitte ein Wasserspiegel verblieben ist, welchen vornehmlich Carex-Arten umkränzen.

In den nächsten 2 Einschnitten St. 132,5—134,5 und St. 135,9 bis 137 ist gleichfalls Geschiebelehm durchschnitten, der aber nur in den mittleren höchsten Theilen die Oberfläche bildet, während er an den Gehängen von lehmigem Grand (∂g) überdeckt wird (Profil 7).

Dann folgt wieder einfach Geschiebelehm und -Mergel bei St. 137,3—138,8 und 140,3—141,4.

Nun aber folgt (St. 143,6—146,1) ein langer und tiefer Einschnitt, in welchem die Bahn in einer Curve von 500 Meter Radius sich wendet (Profil 8). Anfangs, gerade da, wo die Bahn aus dem Walde austritt, besteht die linke 3,0—3,5 Meter hohe Böschung ausschliesslich aus gelbbraunem Geschiebemergel; weiterhin aber sieht man deutlich zwei Bänke von Geschiebemergel, welche durch grandigen Sand getrennt und unterlagert werden. Alle Schichten fallen ca. 40⁰ nach Süd.

Nun folgt ein Torfbruch, an dessen Sohle zahlreiche durch die Humusstoffe oberflächlich gebleichte Geschiebe liegen (St. 149,5).

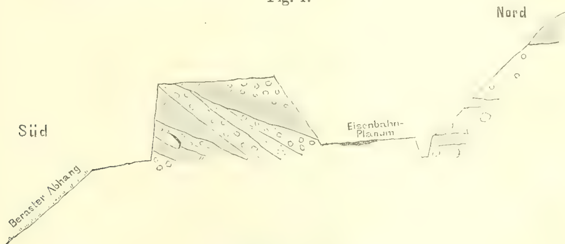
Im Anfang des nächsten Einschnittes (St. 151,2) sieht man etwas Geschiebemergel, welcher als unterdiluvial aufzufassen ist, da er von 2 Meter mächtigem, reinem sandigem Grand mit Phosphoriten überlagert wird, unter welchem er alsbald im Bahnplanum verschwindet. Schon bei St. 151,6 kommt er aber wieder zum Vorschein und steigt mit 1 : 11 bis zur Oberfläche, so dass der erwähnte Grand eine kleine 1,8—2,0 Meter tiefe Mulde erfüllt. Der Geschiebemergel ist 0,3—1,5 Meter mächtig und wird von 0,5 Meter reinem sandigem Grand mit Fragmenten von *Cardium edule* unterlagert. Das Ende des Einschnittes ist anscheinend grandig; ein gerollter Feuerstein (Wallstein) fand sich darin zwischen vorwiegend nordischen Geröllen und Blöcken.

Ca. 200 Meter südlich der Bahn bei St. 155 liegt eine beträchtliche, brunnenartig in die Tiefe gehende Kiesausschachtung. Nach Angabe der Techniker soll es ein local beschränktes »Nest«

sein; der Grand sei 10 Meter mächtig und liege über »Lehm«. Ueber dem in der That sehr mächtigen Grand sah ich 1—2 Meter Geschiebemergel und über diesem 0,8 Meter lehmigen feinen Grand. In dem grossen Einschnitt St. 157,8—162,5 sieht man anfangs lehmige Böschung mit Sand- und Grandnestern, dann durchschneidet scharf begrenzt eine fast saiger stehende Grandmasse die Bahn; dann überwiegt wieder Geschiebemergel, der zumeist gelblichbraun ist, in einer saiger stehenden Zone, (die sich nach Mittheilung der Techniker im Frühjahr durch grössere Nässe auszeichnet) von oben bis unten grau. Weiterhin, etwa von St. 159 ab, wird das Profil frischer. Man sieht nun (Profil 9) 0—2—3 Meter oberen Geschiebemergel über mächtigem unterem Grand, welcher 2 Bänke unteren Geschiebemergels enthält, die auf ca. 100 Meter Länge im Streichen der Bahn fast horizontal verlaufen. Der Grand führt Fragmente von *Yoldia arctica*, *Cardium edule* und *Dreissena polymorpha*, mithin Eismeer-, Nordsee- und Süsswasser-Fauna gemischt auf secundärer Lagerstätte. In den Mergelbänken liegen besonders nahe ihrer Sohle kleine Blöcke; dazwischen ein deutlich zerknicktes Geschiebe eines Diabas-artigen Gesteins. Material ist ganz überwiegend nordisch; von einheimischen Geschieben fand ich eine *Belemnitella*.

Dass indess die Schichten keineswegs horizontal liegen, zeigte sich gegen das Ende des Einschnittes bei St. 161. (Fig. 1.)

Fig. 1.



Maassstab 1:400.

Die Schichten fallen in der dort querdurchstochenen südlichen Böschung deutlich ca. 15° nach Nord, und ergaben von unten nach oben folgende Reihenfolge:

a) 0,6 Meter Grand;
b) 0,1—1,0 Meter typischen Geschiebemergel;
c) 0,6 Meter reinen Grand, darin an der Basis ein fussgrosser Block;
d) 0,3 » sandigen Geschiebemergel mit thonigen Lagen, nach Norden auskeilend.
e) ca. 0,5 Meter reinen, mit Sand fein geschichteten Grand;
f) 0,03 Meter Mergelsand, nach Süden zu mit h) verschmelzend;
g) 0,2 » grandigen Sand, nach Süden auskeilend;
h) 0,7 » typischen Geschiebelehm u. -Mergel, stellenweise mit Nestern von lehmigem Grand; nach Süd in lehmigen Grand übergehend, 10 Meter westlich dagegen als 1,5 Meter mächtiger Geschiebemergel entwickelt.

Hiernach hätten wir sogar 3 Bänke untern Geschiebemergels; indess zeigt gerade dies Profil wieder deutlich, wie innig Geschiebemergel mit Grand und selbst mit Sand und noch feineren Schlämmproducten verbunden sein kann. Wir haben dieses Profil meines Erachtens als Geschiebemergel mit localen Grand- und Sand-Einlagerungen zu betrachten, ganz analog dem in Königsberg[1]) und andern Orten nachgewiesenen. Dieses Profil liegt etwa 157 Meter über NN. [2]). Am gewölbten Durchlass St. 164,9 brachen bei der Fundirung unter dem hier bis 140 Meter über NN. oberflächlich herabhängenden Geschiebemergel starke Quellen hervor.

Die nächsten Einschnitte St. 179—207 zeigen vorwiegend Geschiebemergel (Profil 10), unter welchem hier und da Spathsand bis über das Planum aufragt. Zwischen beide schiebt sich Grand bei St. 202,5, über welchem eine Geröllepackung im Mergel zu sehen ist.

---

[1]) Jentzsch, Jahrb. d. Königl. geolog. Landesanstalt f. 1884, S. 488 und Taf. XXVIII a und b.

[2]) NN. = Normalnull, fast genau mit dem mittleren Ostseespiegel übereinstimmend.

Bei St. 209 (Feldmark Gillnitz, Profil 11) beginnt ein grösserer Einschnitt. Anfangs nur Diluvialmergel, auffallend arm an Geschieben; darunter bei St. 210, ca. 3 Meter unter der Oberfläche, reiner trockener Spathsand. Von St. 210,4—211,1 ist der daselbst eine Senke durchschneidende Einschnitt sehr flach und zeigt Humus über ausgelaugtem Lehm; dann steigt letzterer empor als mindestens 2,8 Meter mächtiger grauer Geschiebemergel von normaler Geschiebeführung. Darüber legt sich 2,0 Meter grandiger, sichtlich unterdiluvialer Sand, welcher von bis zu 1 Meter mächtigen, sandigen Abschlämmmassen stellenweise überdeckt wird.

Das Profil reicht bis St. 212,4 und bis 139,5 Meter über NN. abwärts. Bei St. 213,5 sieht man rechts im Graben wieder Geschiebelehm und darunter 2 Meter reinen Grand. Die Grenze liegt 134,7 Meter über NN. Das gesammte Profil dieses Einschnittes ist mithin:

$$\frac{\frac{\partial m}{ds - dg}}{\frac{dm}{dg.}}$$

Es folgt Moorboden, dann St. 214,8 — 216,4 Einschnitt in 3,5 Metern Geschiebemergel, mit einer auf grandige Einlagerung deutenden quelligen Stelle. Der Mergel zeigt einen für diese Gegend auffälligen Reichthum an silurischen Kalkgeschieben, welche an relativer Menge ungefähr denen der Gegend von Marienwerder gleichkommen dürften. In der Mitte und gegen Ende des Einschnittes tritt eine 0,2 — 0,5 Meter mächtige Sandschicht deutlich trennend zwischen Geschiebemergel auf. Die Schichten fallen ungefähr 1 : 15 nach Süden.

Auf der Kreuzungsstation Gladau sieht man bei St. 220—224,5 das Profil 12. Gleich hinter dem Durchlass sieht man links im Entwässerungs-Einschnitt Spathsand mit feinen Grandlagen, darunter festen typischen Geschiebelehm; daselbst rechts nur 0,8 Meter grandigen Sand unter Geschiebelehm; 35 Meter weiter verschwindet letzterer unter 2 Meter reinem Grand; die Grenze fällt stark nach Ost. 7 Meter weiter verschwindet rechts der Grand unter 2 Meter eben und conform geschichtetem Sand.

Der kurze, aber tiefe Einschnitt St. 231,8 — 233 ergab das Profil:

1,0 Meter lehmiger Sand (= Reste von Mergel),
0,5 » reiner grandiger Sand,
1,2 » Geschiebemergel,
1,3 » reiner Grand,
0,9 » reiner Spathsand, trocken bis unten
(bis 140,4 Meter über NN. herabreichend).

Die einzelnen Glieder dieses Profils waren auch bei St. 222,6 bis 231,8 zu beobachten.

Bei St. 233 wird die Chaussee Berent-Schöneck, bei St. 232,5 ein Thälchen, welches als ein Theil einer längeren Rinne bez. Seenkette aufzufassen ist, geschnitten.

Bei St. 237 etwa verlässt die Bahn die Section Berent der Generalstabskarte, um auf Section Dirschau derselben überzutreten. Damit gelangt sie in das bereits in 1 : 100000 vom Verfasser geologisch kartirte und publicirte Gebiet, Section Dirschau der geologischen Karte der Provinz Preussen. Mit dem geologischen Bilde dieser Karte stimmen die Aufschlüsse der Bahn recht wohl überein.

Es folgt Profil 13 (Feldmark Decka) St. 240,3—245,4: Durchweg Geschiebemergel, bei St. 244,5 durch 0,05 Meter groben, scharfen Sand in zwei Bänke getrennt. Blöcke und Geschiebe ziemlich reichlich; darunter (ein Gneissblock) solche von 2 Meter Länge.

St. 246,5 — 247,3 flacher Einschnitt in Geschiebemergel.

Dann jenseits des gewölbten Durchlasses einer Schlucht folgt Profil 14 (Feldmark Decka und Königl. Forst Weissbruch) St. 248,2 — 253,5. Man sieht 2,3 — 1,8 Meter unter Planum Geschiebemergel, darüber geschichteten, ziemlich feinen Unterdiluvialsand, darüber 1,0—1,2 Meter Sand mit porphyrisch-unregelmässig eingesprengten Geschieben, also Geschiebedecksand. Unter letzterem kommt weiterhin Geschiebelehm hervor, welchen man nach der Art seiner Verbreitung wohl für Oberen halten darf.

Auch im folgenden Einschnitt (Profil 15) hat er nur stellenweise eine dünne Decke von Sand; er enthielt hier einen gerollten

Feuerstein (Wallstein). Im nächsten Einschnitt, St. 260,5—263,8, ist der Geschiebedecksand bis 1,5 Meter mächtig und bildet überall die Oberfläche, so dass nur an zwei Stellen, St. 260,5 — 261,1 und St. 263,0 — 263,5, der Geschiebelehm in der Böschung sichtbar wird.

Die drei Einschnitte St. 265,6 — 271,2 zeigten Geschiebelehm unter 0—1,2 Meter Geschiebesand (Profil 16, Feldmark Stresau); die zwei Einschnitte St. 273,5 — 276,7 zeigten Lehm unter minimaler Sanddecke, ebenso der folgende, St. 277,2—278,5, während alle folgenden Einschnitte nur Geschiebelehm erkennen liessen (Profile 17 und 18, Feldmarken Wenzkau und Schöneck).

Nun tritt die Bahn in jenes breite Sandgebiet westlich Schöneck, dessen allgemeine Umgrenzung aus Section XX Dirschau der geologischen Karte ersichtlich ist. Ein Thälchen, dessen Tiefstes bei St. 305,5 mittelst Plattendurchlass überschritten wird, bezeichnet die Grenze. Ein Handbohrloch dicht östlich des Durchlasses, 0,5 Meter über der Sohle des Durchlasses, ergab:

0,9 Meter schwach humosen, lehmigen Sand,
0,8 » » » schwach lehmigen Sand,
0,3 » schwach lehmigen, scharfen Sand.

Dies scheint auf Diluvialmergel zu deuten, der bei St. 318,7 in fast gleicher Meereshöhe in einem Brunnen getroffen wurde, daher wohl hier eine Bank im diluvialen Sande bildet. Ueber diesem steigt nun Spathsand mit Grandlagen bis auf die Höhe empor, und ist in allen folgenden Einschnitten bis zu der jenseits des Bahnhofes Schöneck liegenden Fietze-Brücke getroffen worden, nur bedeckt von 0,5 — 1,0 Meter oberen Geschiebesandes. Der tiefste Einschnitt ergiebt mit Hinzunahme eines Handbohrloches eine Mächtigkeit des Grandes von mindestens 7 Meter. Oberer Sand mit unzweifelhaftem Sand- und Grand-Untergrund bedeckt übrigens von St. 305,5—326, also auf mehr als 2 Kilometer Länge, ununterbrochen gleichmässig das Land. Der typisch entwickelte Unterdiluviale Grand ist reich an nordischem Material; doch ist auch Senon nicht gerade selten, und jedenfalls häufiger als in den bisher geschilderten Aufschlüssen; ausser den Gesteinen des Se-

nons fand ich auch mehrere Exemplare von *Belemnitella mucronata*, sowie (als gleichfalls einheimische Geschiebe) einzelne Phosphorite. Unter den silurischen Kalken fand sich eine Rugose. Ferner fand ich ein kleines Stückchen Mammuth-Stosszahn und zwei unbestimmbare Conchylienfragmente.

Etwa bei St. 326 legt sich auf den Grand Mergelsand; derselbe ist 1,2 Meter mächtig und enthält in den untersten 0,9 Meter reichlich Kalkpuppen; er ist aus dünnen Schichten von Thonmergel, Mergelsand und feinem losen Sand von je 5 — 20 Millimeter Mächtigkeit aufgebaut, welche flache Stauchungs-Fältchen und Miniatur-Verwerfungen von bis 5 Centimeter Sprunghöhe erkennen lassen. Die ganze Mergelsand-Bank fällt 20 — 25^0 zur Fietze; ähnlich fallen die Schichten des darunter liegenden Grandes, während letzterer in der Mitte des Einschnittes ungefähr horizontal liegt. Mergelsand bis Fayencemergel steht noch ganz am Ende des Einschnittes in der Grabensohle an, 0,5 — 1,5 Meter Abschlämmmassen liegen darüber.

Jenseits der Fietze sieht man 4,0 — 4,5 Meter unter Planum Fayencemergel und über diesem bis zur Höhe des Planums ächten Geschiebemergel mit Blöcken von bis 1,5 Meter Durchmesser, der nun auf längere Erstreckung die Oberfläche bildet.

Die Fietze bezeichnet somit hier eine geognostische Grenzlinie, ihr Thal ist deutlich asymmetrisch gebaut; das soeben geschilderte Sandgebiet liegt zwischen zwei Thälern wie ein emporgeschobenes Stück Unterdiluvium.

Ueber den tieferen Untergrund geben einige Bohrungen Aufschluss, welche gelegentlich des Bahnbaues ausgeführt wurden. Die Bohrproben haben mir vorgelegen und bilden im Verein mit den Tagesaufschlüssen die Grundlage für das Querprofil des Fietzethales (Profil 19 und 20).

Die Bahn durchläuft nun auf längere Erstreckung bis St. 348 Lehmboden, in welchem ein an kleinen Blöcken ziemlich reicher Geschiebemergel in allen Einschnitten getroffen wurde. Eine flache Einsenkung mit lehmigem Boden bei St. 330—330,2 ergab bei den Erdausschachtungen Torf unter 0,3 — 0,5 Meter Lehm, welcher als locale Abschwemmung hier die Torfbildung voll-

kommen unterbrochen und das Torfmoor äusserlich unkenntlich gemacht hatte[1]).

Im folgenden Einschnitt liegt bei St. 345,25 im Geschiebemergel, 1,0 — 1,5 Meter unter Planum, wasserführender, schwach lehmiger Sand 0,5 Meter mächtig; bei St. 347,8 sieht man rechts 1 Meter Geschiebelehm, desgl. rechts im Graben bei St. 348,8.

Bei St. 349,5 — 350,4 wird eine Torfwiese überschritten, in welcher der Bahnkörper nicht unbeträchtlich eingesunken ist, so dass der Torf zu beiden Seiten charakteristische Aufpressungen zeigt (siehe das Querprofil Fig. 2), welche 20 Meter lang gleich-

Fig. 2.



Maassstab 1 : 250.

mässig parallel der Bahn zu verfolgen sind, und dann schwächer, bez. undeutlich werden. Die etwa 1 Meter hohen Gewölbe des Torfes zeigten sich in ihrer gesammten Länge mit grosser Regelmässigkeit und Gleichmässigkeit aufgespalten, derart, dass die Fasern des Torfes und darin eingebettete Holzstücke deutlich zerrissen waren. Die Kluft, deren Profil wir thunlichst genau abbilden, war oberflächlich 2 Meter breit und etwa 1,5 Meter tief; sie hatte eine Sohle von etwa 0,3 Meter Breite, die durch Längsrisse von wenigen Zoll Weitebegrenzt wurde; wie tief diese hinabreichten, war nicht zu ermitteln. Auch mehrere andere nahezu saigere Längsrisse waren zu beobachten. Die vollkommen erhaltene frische Grasnarbe machte das Bild besonders klar, weshalb es gewissermassen als ein Modell grösserer Dislocationen mir erschien.

---

[1]) Derartige Fälle sind in Westpreussen keineswegs selten, da Abschlämmmassen hier eine bedeutendere Rolle spielen, als Manche vielleicht vermuthen. Fast jeder der Tausende von Torfkesseln, welche im Diluvialplateau zerstreut sind, zeigt am Rande Ueberlagerung durch sandige oder lehmige Massen, welche die Mächtigkeit von mehr als $1^1/_2$ Metern und stellenweise wohl noch weit mehr erreichen; selbst Lehmmergel finden sich ausnahmsweise über Torf, so z. B. bei Jesewitz, Section Münsterwalde.

5 Tage später (am 19. Juni 1884) zeigte die Aufpressung eine andere Gestalt. Der Spalt war bedeutend verbreitert und die

Fig. 3.



Maassstab 1 : 250.

Rasenfläche zunächst der Bahn stand 1 Meter hoch fast genau senkrecht; in der 1 Meter breiten Krone liefen die Wurzeln und Moosfasern horizontal, zum Beweis, dass eine 1 Meter mächtige, 20 Meter lange und 1 Meter breite Scholle Torf um ihre Längsaxe 90° gedreht worden war. Der noch offene Spalt war nunmehr oben 2 Meter breit, aber nur noch 1 Meter tief und mit relativ flacher, stark zerklüfteter Sohle; Fig. 3 stellt das Querprofil der Aufpressung rechts des Bahnkörpers dar.

Der nächste Einschnitt (Profil 21, Feldmark Kamerau) zeigte (ergänzt durch ein Handbohrloch) St. 350,5 — 353:

1,4 Meter gelbbraunen Geschiebelehm und -Mergel,
0,3 — 1,0 Meter reinen Sand,
5,5 Meter grauen typischen Geschiebemergel, in welchem Phosphorite noch etwas reichlicher als im Grande von Schöneck vorkamen.

Die Sandbank ist etwa conform der Oberfläche gekrümmt, so dass sie gegen Anfang und Ende des Einschnittes bedeutend herabsinkt. Gegen das Ende liegt sie nur noch ca. 2 Meter über dem Planum, und wird nicht mehr von Lehm, sondern von 1 Meter Geschiebesand mit einzelnen Blöcken überlagert.

Bei St. 356,7 wird der Weg Kamerau-Mirau geschnitten; es folgt alsbald eine Anhäufung senoner Geschiebe im lehmigen Sand, von Geschiebelehm überlagert, zu welchem sie wohl in Beziehungen steht. Neben Senon finden sich auch nordisch-krystallinische Silikatgesteine, Silurkalke und Phosphorite (Profil 22, Feldmark Kamerau).

Im folgenden Einschnitt (St. 361,1—362,4) sieht man anfangs Geschiebelehm mit Senon, dann 0,7 Meter Geschiebedecksand über

1 Meter Spathsand; ein Bohrloch in letzterem ergiebt 0,7 Meter durch Rost verkitteten Sand über 0,3 Meter grünlich-grauem Lehmmergel; mithin im Ganzen (Profil 24)

$$\frac{\frac{\partial s\ 7}{ds\ 17}}{dm\ 5.}$$

Bei St. 362 legt sich auf den Sand der obere Geschiebemergel, reicht nach 4 Metern schon bis zur Grabensohle, behauptet dieselbe mehrere Meter lang, um bei St. 362,2 nochmals den Sand bis fast zur Oberfläche durchragen zu lassen; dann folgt ∂m bis zum Ende des Einschnittes. Stellenweise ist im oberen Mergel hier das relative Zurücktreten der Geschiebe des Senons und das Ueberwiegen solcher des Silurs auffällig; doch findet sich stellenweise auch in ihm reichlich Senon.

Es beginnt ein Terrain mit lehmigem Boden, in welchem hier und da Blöcke, zum Theil bis 1,5 Meter Durchmesser, gegraben werden; letztere sind hier so häufig, dass Feldgrenzen damit belegt werden; so bis St. 365,6. Weiterhin liegen keine Blöcke mehr an der Oberfläche. Geschiebelehm ohne Sanddecke findet sich in den Einschnitten St. 366; St. 367,8—368,8; St. 369,2—369,9; mit mässig viel Blöcken, ohne dass man von einer Anhäufung solcher reden darf.

Bei St. 371,3 — 372 liegt rechts Kiesgrube: Darin sieht man (Profil 23, Feldmark Mierau):

1,3 Meter lehmigen Sand (stellenweise in sandigen Lehm übergehend) mit porphyrisch eingesprengten Geschieben, = Oberdiluvialsand.

1,0 » Unterdiluvialen Grand, in der Mitte mit einer 0,3 Meter mächtigen Packung bis kindskopfgrosser Gerölle; der Grand ist diagonal geschichtet, enthält mässig viel Phosphorite, sowie als Spur mariner Diluvialfauna ein Fragment von *Cyprina*.

Es folgt Geschiebesand bis St. 378.

Auch der folgende Einschnitt (Profil 25, Feldmark Mirau) zeigt anfangs schwach lehmigen Geschiebesand, der nach unten zu

etwas bindiger und geschiebereicher wird. Darunter tritt Unter-Diluvialgrand hervor, bis 1,5 Meter über Planum, der von 0,6 Meter diagonal geschichtetem Sand überlagert wird (St. 379,2); darüber dort 0,7 Meter Geschiebesand, dessen Sohle weiterhin Geschiebelehm-ähnlich wird. In dem Einschnitt St. 379,9—380,7 sieht man dann Grand, bis 1,5 Meter über Planum, direct unter sandigem Geschiebelehm.

Geschiebelehm, dessen Gerölle vorwiegend aus krystallinischen Silikatgesteinen und Senon bestehen, bildet die Böschungen der Einschnitte St. 382,1—394,1. Nur bei St. 392—392,3 tritt das Liegende hervor, und zwar ragt Spathsand mit einer 0,1 Meter mächtigen Mergelsand-Einlagerung bis 1,5 Meter über Planum (Profil 26, Feldmark Mirau).

In den Erdaufschlüssen der St. 396—401 sieht man 2 Meter ungeschichteten Grand von der »klastisch-porphyrischen« Structur des oberdiluvialen, doch ohne lehmige Theile. Unter den Geschieben ist Feuerstein nicht selten. Bei St. 403 links sieht man dagegen geschichteten Unterdiluvialgrand mit feinsandigen Zwischenlagen; unter den Geschieben überwog Senon. Eine senone *Ostrea* zeigte deutliche Kieselringe, deren Ursprung wohl gewöhnlich auf der diluvialen Lagerstätte zu suchen sein möchte, indem die in der Jetztzeit circulirenden Grundwässer solche Ringe im Grand gleichmässig auf senonen Austern wie auf silurischen Korallen hervorbringen[1]).

[1]) Beide Grande gehören ihrem Material nach wohl zusammen, und mag der Obere durch Umgestaltung des Unteren in situ oder nahezu in situ entstanden sein. Man kann dabei sowohl an Umlagerung durch Schmelzwässer, als auch an gleitende Bewegungen denken. Bekanntlich kommen ungeschichtete oder sehr undeutlich bez. unregelmässig geschichtete Grande, z. Th. von bedeutender Mächtigkeit, gar nicht selten im Unterdiluvium vor. Ein solches Vorkommen in dem hochgelegenen Kreidebruch der Stettiner Cementfabrik zu Finkenwalde bei Stettin machte mir mit voller Entschiedenheit den Eindruck, dass die ursprüngliche Schichtung durch die mit der dortigen Aufrichtung und Pressung verbunden gewesenen inneren Bewegungen des Grandes, d. h. gegenseitige Verschiebungen der Gerölle, vernichtet worden sei, und erinnerte mich auch in der ganzen Structur energisch z. B. an den unterdiluvialen Grand von Baldram, Section Marienwerder. Solche ungeschichtete Grande kann man gewissermassen als Breccien eines losen Accumulates fester Gerölle auffassen. Ein Vergleich mit den tektonischen Structuränderungen krystallinischer Silikatgesteine liegt nahe.

Bei St. 403,8—404,5 wird geschichteter Sand überlagert von Geschiebelehm, der stellenweise von 0,5 Meter Geschiebesand bedeckt wird.

Bei St. 406,5—407 sieht man Geschiebelehm unter 0—0,5 Meter grobem, lehmigem Grand mit Blöcken. Letzterer zeigte viel Senon (auch Feuerstein), *Belemnitella mucronata* und Phosphorite; er ist sichtlich Auswaschungsrückstand des darunter anstehenden ∂m, welcher gleiche Geschiebe enthält. Der Ausdruck »viel Senon« bedeutet hier etwa 10 — 20 pCt. aller Geschiebe; sehr viele der letzteren, insbesondere fast alle grösseren, sind krystallinische Silikatgesteine; alte Sandsteine sind hier nicht mehr so häufig wie zwischen Berent und Schöneck.

Der Einschnitt bei St. 412,3 zeigte anfangs grandigen Sand (oberdiluvial) 0,8 Meter, unter welchem sofort Geschiebelehm hervor- und bis zur Oberfläche emportritt. Bei St. 413 kommt unter diesem sandiger Grand in der Grabensohle zum Vorschein und erreicht schon 2 Meter weiter mit 1,5 Meter sichtbarer Mächtigkeit die Ackerkrume. Derselbe bildet 7 Meter lang die Böschung, dann tritt darunter Geschiebemergel zu Tage, bis 0,8 Meter mächtig aufgeschlossen. Der Grand ist auffallend reich an Senon.

In den Einschnitten St. 415—420 sieht man Geschiebemergel, dann folgt eine Seitenentnahme, nach welcher das Profil 27 construirt ist.

Der folgende Einschnitt St. 423—424,3 (Profil 28, Mittel-Golmkau) zeigt Geschiebemergel, welcher unter 1,5 Meter unterdiluvialem Grand nach Norden derart einfällt, dass die rechtsseitige Böschung grösstentheils aus Mergel, die linksseitige grösstentheils aus Grand besteht. Letzterer ist frei von lehmigen Theilen, doch äusserst reich an Geschieben, und zwar bestehen letztere zumeist aus Senongesteinen, nächstdem aus Phosphoritknollen.

Bei St. 429,9 — 430,9 sieht man das Profil:

Geschiebelehm,
geschichteten Sand,
Geschiebemergel (mindestens 0,4 Meter mächtig),
geschichteten Sand,
Grand mit viel Senongesteinen.

Der lange und bis 7 Meter tiefe Einschnitt St. 433,7—438,4 hatte bei Begehung der Bahn leider bereits durchweg beworfene Böschungen. Alles, was man sah, war Geschiebemergel hier und da; nur am östlichen Ende des Einschnittes (St. 438,3) trat Grand bez. grandiger Sand bis zur Höhe des Planums.

Nach mündlicher Mittheilung des Herrn Regierungs-Bauführer Herzog muss der ganze Einschnitt Unterdiluvialmergel durchquert haben.

Nach langer Schüttung folgt rechts Seitenentnahme St. 441,9 bis 442,6. Unter 3 Meter gelbbraunem, typischem Geschiebemergel sieht man rechts 2 Meter geschiebearmen Diluvialsand, der wegen seines gleichförmigen Kornes nur im Grossen Schichtung erkennen lässt. Die Schichtengrenze liegt 1,5 Meter unter bis 1,5 Meter über Planum, und steigt gleichförmig nach Osten bis St. 442,5, wo der Geschiebemergel nur noch 0,5 Meter mächtig ist; von da fällt der Sand steil ab und verschwindet nach etwa 6 Meter unter 1,5 Meter Geschiebemergel. Der Geschiebemergel dürfte unterdiluvial sein, da er bei St. 442,0—442,2 durch 0,8 Meter diagonal geschichteten grandigen Sand von unterdiluvialem Habitus überlagert wird.

Der nächste kleine Einschnitt St. 443,4—444 zeigt das Profil:

Lehmreste,
1,8 Meter Unterdiluvialsand,
Unterer Geschiebemergel,
feiner geschiebefreier Sand.

Der Einschnitt St. 446—449 ergab, durch ein Handbohrloch vervollständigt, das Profil 29 (Feldmark Sobbowitz). Vom Liegenden zum Hangenden beobachtet man hier: 2 Meter braun gefärbten, sandigen Geschiebemergel; 0,5 Meter schwachlehmigen, grandigen Sand; 1,0 Meter Geschiebemergel, welcher krystallinische Silikatgesteine, silurische Kalke und Senon in normalem Mischungsverhältniss führt, vorwiegend als nuss- bis faustgrosse Geschiebe, seltener als bis fussgrosse Blöcke. Der Sand bildet wohl nur eine untergeordnete Einlagerung des Geschiebemergels, welcher hiernach mit 3,5 Meter Gesammtmächtigkeit nicht durchsunken wäre.

Im Hangenden folgt theils entkalkter Fayencemergel, theils sandiger Thon mit Nestern von reinem Sand, oben bräunlich, unten grünlich gefärbt, darüber grandiger Sand.

Bei St. 447,4 — 448,8 liegt unter dem Thon und über dem, nur bei St. 447,5 in kleiner Kuppe sichtbaren, durch Kohlenpunkte dunkel gefleckten Geschiebemergel, feingrandiger Sand (wie überall in dieser Gegend mit Phosphoriten), schön diagonal geschichtet, 1,5 Meter mächtig. Die Schichten fallen in der Richtung der Bahn anfangs ca. 20^0 nach Ost, zeigen den aus der Abbildung ersichtlichen Verlauf, und sind von zahlreichen Klüften durchzogen, welche kleine Verwerfungen bezeichnen. — Wir befinden uns hier am Rande eines Seenthales, dessen Mitte die Bahn bei St. 449,9 mit gewölbtem Durchlass überschreitet.

Jenseits des Sees liegt St. 450—456, Haltestelle Sobbowitz, deren Böschungen leider nicht überall genügend deutlich beobachtet werden konnten. Doch konnte festgestellt werden, dass die Thongruppe des Profils 29 auch östlich des Sobbowitzer Seethales entwickelt ist; auffällig war die stellenweise bis 3 Meter tief reichende Entkalkung.

Von St. 454,1 bis zur Chausseekreuzung bei St. 456,6 ist der Boden sandig; links seitlich sieht man in einer Grandgrube 1,3 Meter geschichteten, reinen Unterdiluvialgrand unter 0,2 bis 0,5 Meter schwach lehmigem Geschiebesand. Dieser Grand ist mit 1,2 Meter Spathsand verbunden, welcher nach dem Sobbowitzer See zu unter 0,5 Meter Geschiebelehm einfällt.

In dem sandigen Waldboden der Königl. Sobbowitzer Forst steigt die Bahn wieder. Hier fand ich durch Schürfe und Bohrlöcher bei St. 459 — 460 mächtigen Sand mit Anlagerung von 1,7 Meter Geschiebelehm.

Es folgt ein kurzer, aber tiefer Einschnitt bei St. 461,5—462,7 (Profil 30, Königl. Sobbowitzer Forst). Daselbst im Planum bei 69,81 Meter Meereshöhe:

2,2 Meter schwach lehmiger Grand, bez. grandiger Sand, reich an Senon,
0,1 » Diluvialmergel (mit Steinen),

St. 462,43, Höhe 71,90 Meter:

1,0 Meter lehmiger Sand,
0,5 » sandiger Geschiebelehm,
2,0 » sandiger Mergel.

Geschiebemergel sieht man 2,1 — 6,0 Meter mächtig, bei St. 464,2 — 471.

Der Kalkgehalt beginnt bei 1,1 — 2,2 Meter, im Mittel 1,8 Meter Tiefe unter der Oberfläche.

Bei St. 471,3 sieht man links in der Grabensohle, 2 Meter unter Planum, Sand, welcher fast lediglich aus Quarz und Glaukonit besteht; doch finden sich darin vereinzelt rothe Feldspathkörnchen. Ein Handbohrloch in der Grabensohle ergab 2,0 Meter intensiv grünen feinen Sand, ein ebendaselbst an der Terrainoberfläche, mithin 2 Meter höher angesetztes Bohrloch:

0,6 Meter schwachlehmigen Sand von gelblicher Farbe,
1,4 » kalkfreien, sandigen Lehm von hellgrünlich-grauer Farbe.

Man hat hier entweder anstehendes Tertiär, oder doch stark mit Tertiär vermischte Diluvialschichten vor sich.

Der folgende Einschnitt, St. 473,4—474,5, zeigt 5 Meter mächtigen, äusserst festen Geschiebemergel mit einzelnen Kohlenpunkten, sowie smaragdgrüne, phosphoritführende Schlieren von 1 Centimeter Dicke, ist also reich an Tertiärmaterial; sonst ist er aber typisch, insbesondere führt er auch ziemlich reichlich eingesprengte Blöcke.

Bei St. 475,9 (Höhe 70,6 Meter) ergab sich

0,4 Meter lehmiger Sand,
0,7 » Geschiebelehm,
0,3 » ziemlich feiner, kalkfreier Sand,
1,9 » gelblich-brauner Geschiebemergel.

Der folgende sehr tiefe Einschnitt St. 477,9—479,9 (Profil 31, Gemarkung Senslau) zeigt fast durchweg Geschiebemergel von mehreren Metern Mächtigkeit. Darunter aber ragt Tertiär am Anfang des Einschnittes bis zu Tage hervor und ist weiterhin an 2 Stellen im Planum angeschnitten. Es ist an der ganzen Bahnstrecke der einzige Tertiäraufschluss. Die speciellen Profile sind folgende:

St. 477,9, Höhe 69,53 Meter:

0,3 Meter lehmige Ackerkrume,
1,7 » kalkfreier Quarzsand.

Die folgenden Stationsangaben dieses Einschnittes sind, weil durch Schritte ermittelt, nur annähernd richtig. Das Planum liegt 68,50 Meter hoch; St. 478,19, etwa 12 Meter links von der Bahnaxe, liegt 0,8 Meter über bis 1,5 unter Planum: glaukonitischer Quarzsand von weisslicher Gesammtfarbe. St. 478,38 rechts im Planum chromgrüne Erde mit Quarzgeröllen und kleinen Phosphatknollen, ca. 0,2 Meter mächtig, äusserst fest und steinreich; ein Haifischzahn beweist die marine Ablagerung der Schicht; weisse Knollen, die äusserlich der harten Kreide ähnlich sind, liegen hier auf der Grünerde, ganz wie an dem Grünsandaufschluss von Klempin, am Wege nach Uhlkau (Section XX Dirschau der geolog. Karte der Provinz Preussen). Unter der steinigen Grünerde liegt fester Letten, oben braun, unten violettgrau mit blassgelben Adern. Ein Handbohrloch darunter ergiebt 1,0 Meter ebensolchen, doch schwärzlichen Letten mit grünen Streifen.

Unter demselben Letten, 0,2 Meter im Liegenden der steinigen Grünerde, tritt bei St. 478,39 rechts, also 1 Meter von jenem Bohrloch, feiner Grünsand zu Tage, unter welchem bei 0,7 Meter Tiefe wieder dunkler Letten erbohrt wird. Bei St. 478,46—478,52 bildet gleicher feiner Grünsand mit einzelnen Glimmerblättchen das Planum, und wird daselbst mit 1,3 Meter noch nicht durchbohrt; gleich darauf steht grauer Geschiebemergel im Planum an, reicht also hier keilförmig in das Tertiär hinab.

Bei St. 478,6 sieht man 0,1 Meter schwarzen, sehr festen Letten, der bei 1,1 Meter Gesammttiefe nicht durchbohrt wird.

Bei St. 478,75 zeigt das Planum 0,1 Meter Diluvialsand; ein Bohrloch daselbst

0,1 Meter desgleichen (mithin im Ganzen 0,2 Meter),
0,9 » grauen Geschiebemergel.

Bei St. 479,17 taucht im Planum von neuem feinkörniger Grünsand auf, der mit 2,1 Meter nicht durchbohrt wird. Bei St. 479,3 links ragt derselbe bis 1 Meter über Planum und wird im

Graben bei 2,1 Meter unter Planum nicht durchbohrt, ist mithin über 3,1 Meter mächtig. Gleicher Grünsand geht im Planum bis St. 479,4; schon 4 Meter weiter steht daselbst wieder Geschiebemergel an, während bei St. 479,5 im Graben sich diluvialer Sand zeigt.

Obwohl die Schichten hier sichtlich gestört sind, sind sie doch unzweifelhaft als anstehend zu bezeichnen. Sie sind auf 150 Meter Längserstreckung aufgeschlossen.

Sichtlich lagert die Phosphoritbank im Hangenden des Lettens; aber zweifelhaft bleibt dessen Stellung zum feinkörnigen Grünsand.

Ergänzend tritt hier das Profil des Weges Klempin-Uhlkau ein, wo ich den Grünsand 1879 entdeckte und 1884 gelegentlich der Begehung der Eisenbahn Berent-Hohenstein genauer untersuchte. Ich verfolgte ihn dort auf 200 Meter Länge, und stellte durch einige Schürfe und Handbohrlöcher als sein Profil das folgende fest:

mindestens	0,5	Meter	Grünsand mit Geröllen und Phosphoriten,
»	0,6	»	grauer Letten mit weisslichen, harter Kreide ähnlichen Knollen,
»	4,5	»	feinkörnigen, losen Grünsand.

Die Schichten gleichen petrographisch vollkommen denen des Eisenbahnaufschlusses. Der im letzteren zwischen den Letten liegende feine Grünsand ist möglicherweise nur durch Schichtenstörung eingeschoben.

Durch Verbindung beider Profile finden wir also für Klempin-Senslau:

	0,2—0,5	Meter	Grünsand mit Geröllen und Phosphoriten.
mindestens	1,2	Meter	grauen Letten (möglicherweise mit Einlagerung feinen Grünsandes).
»	4,5	»	feinkörnigen losen Grünsand.

Grössere Mächtigkeit erlangt ganz gleicher, dunkelgrauer Letten an der Ziegelei Nenkau bei Danzig, wo derselbe annähernd senkrecht steht mit ostwestlichem Streichen nach den Ziegeleien von Schüddelkau zu, in denen er gleichfalls, doch in inniger

Durcheinanderknetung mit einem an silurischen Kalken ziemlich reichen Geschiebemergel aufgeschlossen ist. Auch die blassgelben mit chemischen Neubildungen zusammenhängenden Adern finden sich bei Nenkau; dicht daneben und in der nördlichen Graben-böschung scheinbar darüber liegend, sieht man dort typischen Grünsand; und auch Phosphorite müssen in einer benachbarten Tertiärschicht angehäuft gewesen sein, da sie in dem den Grünsand überlagernden Diluvialgrand sehr reichlich vorkommen. So ist eine gewisse Gleichförmigkeit in dem Zusammen-Vorkommen dieser drei Schichten von Senslau über Klempin bis Nenkau, auf ca. 27 Kilometer Entfernung nachgewiesen; auch bei Rügenwalde kommt bekanntlich ein ähnlicher Letten in Verbindung mit Phosphoriten vor.

Der flache Einschnitt St. 485 erreicht Diluvialsand, welcher in bedeutender Entwickelung im folgenden Einschnitt St. 487,0 bis 488,2 aufgeschlossen ist. In einer Seitenentnahme daselbst sieht man ca. 8 Meter sandigen Grand bis grandigen Sand, stellenweise von 0—1 Meter Geschiebesand bedeckt. Darunter liegt geschiebefreier, glaukonitreicher, aber entschieden diluvialer Sand (Profil 32, Gemarkung Senslau).

Westlich der Linie, südlich am Wege Senslau-Klempin, liegt in der Südwestecke eines Kiefernwäldchens ein Aufschluss, in welchem ich ca. 7 Meter Sand mit Grandlagen sah; ein Schurf und Handbohrloch darunter ergaben noch 0,8 Meter groben Grand, darunter 2,0 Meter reinen, trocknen Sand. Phosphorite sind hier überaus häufig und bilden nach meiner Schätzung etwa 5 pCt. aller Geschiebe; daneben gerollte Feuersteine (Wallsteine).

Der Einschnitt St. 491,5—492,6 zeigt Geschiebemergel, unter welchem bei St. 491,95 in 1,4 Meter unter der Oberfläche, also 55 Meter Meereshöhe, 0,6 Meter grünlicher, feiner, kalkfreier Sand mit weichen Kreideknollen hervortritt, der als umgelagertes Tertiär zu betrachten ist, welches vielleicht nahe dabei anstehen mag. Der Mergel enthält Blöcke. Unter diesen wiegen, wie überall, die krystallinischen Silikatgesteine vor (darunter Granatgneiss); doch fand sich auch rother, cambrischer Sandstein, ferner eine fussgrosse Platte Beyrichienkalk und eine grössere Platte unter-

silurischen, hellgrauen Kalkes »mit ockerfarbigen, schaligen Körnchen« und mit *Illaenus* sp. und *Endoceras commune*.

Lediglich Geschiebelehm und -Mergel zeigen die Einschnitte

St. 493,3—495 in 1,2 Meter Mächtigkeit,
St. 495,8—496,7 » 1,0 » »
St. 498,7—501 » 3,8 » » ; hier mit Braunkohlenpunkten, einzelnen Phosphoriten, und einem doppeltfaustgrossen Gerölle blutrothen Thones; die Entkalkung reicht stellenweise mehr als 2 Meter in die Tiefe. Andeutung bankartiger Absonderung ist vorhanden, was alles auf Unterdiluvium hinweist.

Trotzdem liegt dieser Mergel über Sand, der über Geschiebemergel lagert, wie die folgenden Aufschlüsse beweisen (Profil 33, Gemarkungen Rambeltsch und Hohenstein).

Der Sand trennt bei St. 503 zwei Mergelbänke. Die untere derselben steigt bald empor bis St. 513,6, und wird mit etwa 4 Meter Mächtigkeit nicht durchsunken. Geschiebe sind nicht sehr häufig und erreichen bis 0,5 Meter Durchmesser. Kohlenpunkte beweisen die reichliche Beimengung tertiären Materials. Silur ist unter den Geschieben relativ reichlich vorhanden, auch einzelne Phosphorite und ein gerollter Feuerstein.

Eingebettet enthält der Mergel Schlieren und Nester sehr verschiedenartiger Materialien.

Der letzte Einschnitt endlich (Profil 34, Feldmark Hohenstein) ergab bei St. 518,7: 1,5 Meter sehr festen Geschiebelehm, ziemlich reich an Blöcken.

Bei St. 519,2, in Höhe 29,68 Meter:

1,1 Meter sehr festen Geschiebelehm,
0,3 » Sand,
0,2 » lehmigen Sand,
1,0 » sandigen Mergel.

Darunter kommt 1,4 Meter feiner, reiner Sand zum Vorschein, welcher ein 0,03 starkes Bänkchen rothen Thones enthält. Hervorzuheben ist, dass auf dem ungewöhnlich tief entkalkten Lehm-

boden dieser Feldmark trotzdem ein Rothklee wuchs, wie ich ihn üppiger gesehen zu haben mich nicht entsinne.

Langer, hoher Damm folgt nun bis zum Bahnhof, welcher die Ordinate 16,51 hat. Ein dort gegrabener Brunnen ergab nach eingezogenen Erkundigungen:

1,7 Meter groben Kies (Grand),
ca. 0,5 » eine lehmige Ader;

darunter sandigen Grand, darunter Sand, bis 9 Meter Gesammttiefe. Bei 4 Meter Tiefe wurde ein Molar von *Elephas primigenius* gefunden, welcher an das Danziger Provinzialmuseum gelangt ist. (Profil 35.)

Nördlich vom Bahnhof liegt eine grosse Kiesgrube (Profil 36). Deutlich aufgeschlossen sieht man 2 Meter meist geschiebefreien Unterdiluvialsand, im obersten Meter stellenweise mit Grandlagen, und ist derselbe dort als sandiger Grand über geschiebefreiem Sand zu bezeichnen. Darüber liegt im Norden 0,3 Meter, im Süden 0—0,2 Meter, in der Mitte 1,0—1,2 Meter Geschiebemergel, der fast durchweg seinen Kalkgehalt bewahrt hat. Derselbe geht stellenweise zu Tage, wird jedoch meist von 0,5—1,0 Meter grobem Grand vom Habitus des oberen Grandes bedeckt.

Bemerkenswerth ist im Vergleich mit dem durch seinen Cenomanreichthum bekannten, nur fünf Kilometer nördlich in gleichem geologischen Horizont gelegenen Grand von Langenau, dass hier bei Hohenstein Cenomangeschiebe selten sind; ich fand nur eines mit *Serpula Damesii;* auch Phosphorite sind selten, und ebenso ist Senon äusserst spärlich als Geschiebe vertreten; dagegen fand ich, als einheimisches, anderwärts seltenes Geschiebe, einen kieseligen Sandstein mit Stengelabdrücken (Knollenstein)[1]. Ganz überwiegend gehören die Geschiebe den krystallinischen Silikatgesteinen an, nächstdem silurischen Kalken und cambrischen Sandsteinen.

---

[1]) Vergl. Jentzsch, Sitzungsber. d. physikal.-ökonom. Gesellsch. 1880, S. 10 und Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1879, S. 793; Berendt, ebenda 1884, S. 866.

Das Profil der Eisenbahn Zajonskowo-Löbau.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Königsberg in Ostpr.

Von der Marienburg-Mlawa'er Eisenbahn zweigt sich, 18 Kilometer südlich von Deutsch-Eylau, dem Kreuzungspunkte mit der Thorn-Insterburger-Linie, die neugebaute Secundärbahn Zajonskowo-Löbau ab, 6 Kilometer südlich des Bahnhofes Weissenburg. Obwohl diese Linie nur 7 Kilometer lang ist, erschien ihre Begehung doch wünschenswerth, weil sie Aufschlüsse über eine bisher geologisch völlig unbekannte Gegend versprach.

Die Bahn steigt von 116,5 Meter Meereshöhe bei Zajonskowo auf 133,6 Meter bei Löbau, mithin im Ganzen nur 17,1 Meter oder durchschnittlich 1 : 409; die stärkste vorkommende Steigung beträgt 1 : 75.

Diese im Vergleich zu anderen Bahnen der Provinz sehr schwachen Steigungen sind keineswegs Folgen einer sehr ebenen Beschaffenheit des Terrains; vielmehr ist letzteres stark coupirt. Breite Thalrinnen ziehen südwestlich von Zajonskowo in der Richtung SSO—NNW.; ein Seespiegel dicht bei Zajonskowo hat nur 94 Meter Seehöhe, und bei Tinnwalde, nur 2,2 Kilometer östlich der Bahn liegt eine Höhe von 178 Meter, während circa 13 Kilometer ONO. von Löbau in der Kernsdorfer Höhe mit 313 Meter (997 Fuss) die höchste Erhebung Ostpreussens gefunden

[1]) Eine ausführlichere Beschreibung der Aufschlüsse, sowie das Originalprofil der Aufnahme werden im Archiv der Königl. geologischen Landesanstalt aufbewahrt.

wird, was in der Richtung Bahnhof Löbau-Kernsdorfer Höhe eine Steigung von 180 Meter auf 13,5 Kilometer, d. h. auf nahezu 2 Meilen eine durchschnittliche Terrainsteigung von 1 : 75 ergiebt. Im Einzelnen sind die Steigungen natürlich viel stärker und wachsen bis auf den Betrag von 50 Meter für 350 Meter Länge, also 1 : 7. An Zerrissenheit des Terrains steht diese Gegend trotzdem sehr zurück hinter der Umgebung des westpreussischen Thurmberges, obwohl letzterer nur wenig höher, 331 Meter, emporragt.

Dass die Bahn unter solchen Umständen so geringe Höhenunterschiede aufweist, hat einen sehr einfachen Grund: Sie läuft nahezu normal zur Fallrichtung des Terrains. Indem sie also aus ihrer anfänglichen Ostrichtung bei Mortung in eine fast reine N.—S.-Richtung einbiegt und dieselbe, um h 1 schwankend, bis Löbau beibehält, bezeichnet sie die Streichrichtung des Terrains als nahezu nordsüdlich.

Gleiches Streichen ergiebt auch das Studium der mir in photographischen Copien vorliegenden (nicht publicirten) Messtischblätter des Generalstabes: Genau so streicht die 480 Fuss-Curve 700 Meter östlich der Bahn auf 4 Kilometer Länge; genau so die 540 Fuss-Curve in der bis 568 Fuss (178 Meter) ansteigenden, 2,2 Kilometer von der Bahn entfernten Welle von Tinnwalde; genau so endlich (nur staffelförmig nach N. verschoben) die Kernsdorfer Höhe, deren 900 Fuss Meereshöhe übersteigende Theile eine nordsüdliche Länge von 8300 Meter bei einer ostwestlichen grössten Breite von nur 1950 Meter einnehmen.

Ebenso streicht auf 47 Kilometer Länge das Thal der Drewenz von ihrem Ausfluss aus dem Drewenzsee bei Osterode bis zur grossen Thalbiegung unweit Strassburg. Genau so streicht auch in jener Gegend auf 50 Kilometer Länge die den Westabfall des masurischen Höhenrückens bezeichnende 400 Fuss-Curve auf meiner 1876 publicirten Skizze einer Höhenschichtenkarte der Provinz Preussen [1]). Man sieht also, dass diese Richtung, welche ich für dieselbe Gegend auch 1881 auf meiner Uebersichtskarte vom

[1]) Schriften d. phys. ökon. Ges. zu Königsberg XVII, 1876, Taf. VI.

Untergrund des norddeutschen Flachlandes [1]) eintrug, und welche überdies in der Richtung des unteren Weichselthales, des oberen Allethales, und zahlloser Höhenzüge und Graben-artiger Thäler Ost- und Westpreussens deutlich hervortritt, dass also diese »rheinische« Richtung eine wichtige Rolle spielt in dem Aufbau unserer baltischen Höhenrücken, neben der an gewissen anderen Stellen nicht minder deutlichen erzgebirgischen und hercynischen. Freilich lassen sich die einzelnen Linien meist nur auf kürzere Strecken verfolgen, und der Hauptcharakter des Terrains besteht in einer staffelförmigen Anreihung von Massivs, deren Ränder den genannten Richtungen entsprechen; und innerhalb dieser Massivs (z. B. in der Weichselgegend bei Mewe) treten Systeme paralleler Wellen auf, welche wie das verflachte Modell eines Faltengebirges erscheinen. Die Höhen der baltischen Rücken sind, trotz ihrer Geringfügigkeit, doch dreimal so gross wie die durchschnittliche Mächtigkeit der Diluvialdecke, und sind daher auf Schichtenstörungen zurück zu führen, welche in postpliocäner Zeit bis zu grösserer Tiefe hinab sich geltend machten. Doch genug! die weitere Ausführung dieser Verhältnisse würde hier zu weit führen.

Das von der Bahn durchschnittene Terrain ist durchweg Lehm vom Charakter des aus der Verwitterung des Oberen Diluvialmergels hervorgehenden.

Nur an einer einzigen Stelle ist auf einen Meter Erstreckung das Liegende des Geschiebemergels angeschnitten, nämlich im Einschnitt zwischen St. 50,30 und 51,40. Dort sieht man im Graben 0,6 Meter unter dem Planum, also unter einer Decke von 1,6 Meter Geschiebelehm ziemlich feinen, doch sonst typischen Unterdiluvialsand 0,2 Meter mächtig aufgeschlossen. Es ist dies unmittelbar südlich bei Körberhof.

Ein Brunnen auf Bahnhof Löbau traf 6 Meter festen Geschiebemergel, darunter 0,3 Meter Sand mit aufsteigendem Wasser. Da der Zufluss des letzteren nur gering war, so bohrte man weiter, traf aber sofort wieder »Lehm«. Hiernach scheint es, als sei

[1]) Ebenda XXII, 1881, Taf. I.

jener Sand nur eine ungeordnete Einlagerung im mächtigen Geschiebemergel.

Ein auf Bahnhof Zajonskowo abgebohrter Brunnen ergab:

»Lehm«,
»Blauen Schluff mit Wasser«, } Sa. 18 Meter.
»Strengen Boden«.

Beim Mangel weiterer Aufschlüsse lassen diese Profile, wie die Gleichmässigkeit der Diluvialmergeldecke eine grosse Mächtigkeit des letzteren vermuthen, da in dieser Hinsicht die Verhältnisse ganz ähnlich denen der Strecke Konitz-Tuchel liegen, wo sich schliesslich durch Bohrungen eine Mächtigkeit von über 50 Metern für den Unterdiluvialmergel herausstellte [1]).

Die Begehung der 8 Kilometer langen Chaussee Weissenburg-Londzek-Somplawa-Löbau und des 7 Kilometer langen Weges Weissenburg-Rakowitz-Mortung führte indess doch zu etwas anderen Anschauungen.

Dieselben umgrenzen ein ungefähr gleichseitiges Dreieck von etwa einer Meile Seitenlänge. In diesem bildet »oberer« Diluvialmergel fast überall die Oberfläche; darunter tritt Sand und Grand in den Thälern (Weissenburg und Somplawa) und in den einzelnen Wellen (Grandgrube bei Mortung, sowie der Aufschluss bei Körberhof) heraus. Der Grand enthält eine Bank von Geschiebemergel, führt vorwiegend nordisches, doch spärlich auch einheimisches Material, und hat von Fauna nichts als einen schlechten, auf Süsswasser deutenden Rest (*Paludina?*) geliefert. Auch überzieht der Geschiebemergel mantelartig den Sand und Grand, und deutet dadurch auf jugendliches Alter der Terrainwellen.

Verfolgt man die Chaussee nordwestwärts bis Deutsch-Eylau, so bildet die Drewenz einen bemerkenswerthen Abschnitt für die Bodenbeschaffenheit. Man sieht beim Befahren der 9 Kilometer langen Chaussee von der Drewenz bis Bahnhof Deutsch-Eylau

---

[1]) Jentzsch: Das Profil der Eisenbahn Konitz-Tuchel-Laskowitz. Jahrbuch d. Königl. geol. Landesanst. f. 1883, S. 555 und Nachtrag; Jahrb. f. 1884, S. CIII.

nur Sandboden, auf dessen grosse Verbreitung auch die beträchtliche Ausdehnung der Raudnitzer Forst deutet.

1 Kilometer nordnordwestlich vom Bahnhof Deutsch-Eylau liegt die Kaserne, über deren Untergrund 4 durch Herrn Pöpcke-Anklam im Jahre 1884 ausgeführte Bohrungen Licht verbreitet haben. Dieselben sind 25, 23, 26 resp. 11 Meter tief, und ergaben mit bemerkenswerther Gleichmässigkeit in Metern Mächtigkeit:

	Kaserne I Meter	Kaserne II Meter	Oekonomie-gebäude Meter	Lazareth Meter
Grandiger Sand	5	5	5	4,5
Geschiebemergel	5	5	4	1,5
Fayencemergel	6	7	6	5
Thonmergel	1	2	1	—
Sand und Grand	7	4	9	—
Fayencemergel	1	—	1	—
Summa	25	23	26	11

Im Oekonomiegebäude enthielt der Grand bei 24 Meter Tiefe eine 0,3 Meter starke Sandlage mit so zahlreichen Lignit-Geschieben, dass man glaubte, ein Braunkohlenlager erbohrt zu haben.

Am Militair-Schiessstand traf ein Bohrloch:

14 Meter grandigen Spathsand,
1 » Fayencemergel,
3 » Geschiebemergel,
1 » Thonmergel,
6 » Spathsand,
3 » Grand.

Summa 28 Meter.

Auch dieses Bohrprofil schliesst sich im Gesammtcharakter den vorher erwähnten vier an und bestätigt somit die Gleichmässigkeit der Facies in der Eylauer Gegend. Auch am Bahnhof Deutsch-Eylau Stadt (2 Kilometer nordwestlich vom Knotenpunkte) sah ich Unterdiluvialsand mehrere Meter mächtig anstehen.

Verfolgt man die Mlawa'er Bahn südostwärts von Eylau nach Weissenburg zu, so liegt an derselben in der Raudnitzer Forst, nahe dem Wege Radomno-Rosenkrug eine Grandgrube, aus welcher Material zur Beschüttung des Bahnplanums gewonnen wird. In diesem sammelte ich auf der Strecke Zajonskowo-Löbau, beim Begehen derselben nicht nur einzelne Phosphorite, mithin einheimische Geschiebe, sondern auch *Yoldia arctica*, *Cyprina Islandica*, *Cardium edule* und *Dreissena polymorpha*, mithin Eismeer- Nordsee- und Süsswasserconchylien. Obwohl somit sichtlich verschleppt, füllt dennoch dies Vorkommen eine bis dahin sehr fühlbare Lücke unserer Kenntniss von der Verbreitung diluvialer Meeresreste befriedigend aus.

Abhandlungen

von

ausserhalb der Geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

Der Ortstein und ähnliche Secundärbildungen in den Diluvial- und Alluvial-Sanden.

Von Herrn **E. Ramann** in Eberswalde.

I. Beschreibender Theil.

Literatur: Die Literatur über das Vorkommen, die Bildung und Veränderung des Haidesandes und der wesentlich in demselben abgelagerten Ortsteinschichten ist eine sehr zerstreute. In dem folgenden Verzeichniss sind die wichtigeren der dem Verfasser erlangbaren Arbeiten zusammengestellt. Die für diesen Gegenstand sehr reiche dänische Literatur ist vom Oberforstmeister Dr. P. E. Müller sorgfältig gesichtet [1]). Viele der angeführten Nachweise nehmen nur flüchtig auf die Zusammensetzung und Entstehung des Ortsteins u. s. w. Bezug; die wichtigeren Abhandlungen sind daher gesondert aufgeführt.

a) Für Erklärung der Entstehung und Umbildung der Haidesande und der Ortsteine wichtige Abhandlungen.

Forchhammer. Ahlformationen og Campinesandet. Overs. o. Kgl. d. Videnskabernes Selskabs Forh. 1862.

E. Dalgas. Oversigt over Hederne i Jylland. Aarhus. 1866. — Geografiske Billeder fra Heden. Kopenhagen 1867.

[1]) Tidsskrift for Skovbrug 1884, S. 163 u. folg.

F. Senft. Humus, Marsch und Limonitbildungen. Leipzig 1862. — Steinschutt und Erdboden. Berlin 1867.

Schütze. Die Zusammensetzung des Ortsteins. Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen 1874, S. 190.

Emeis. Waldbauliche Forschungen und Betrachtungen. Berlin 1875.

An das letztere Buch schliessen sich zahlreiche Abhandlungen von Emeis und anderen Forschern an, namentlich

W. Daube in Forstliche Blätter 1881 und folg. Jahrg.

Biedermann. Ortstein und Raseneisenstein. Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen 1876, S. 80.

v. Purkynés. Im Vereinsblatt des böhmischen Forstvereins 1879, 2, S. 65.

Berendt. Die Sande im norddeutschen Tieflande. Jahrb. d. geol. Landesanst. 1881, S. 482. — Geologie des Kurischen Haffs 1869, Königsberg.

Berendt und Meyn. Bericht einer Reise nach den Niederlanden. Zeitschr. d. geol. Gesch. 1874, S. 309.

Meyn. Bodenverhältnisse von Schleswig-Holstein. (Abh. zur geol. Specialkarte von Preussen etc. III. 3.)

P. E. Müller. Studier over Skovjord etc. Tidsskrift for Skovbrug. (I. Abh. 1879.) (II. Abh. 1884.)

Borggreve. Haide und Wald. Berlin 1876.

Tuxen. Nogle Analyser af jydsk Hedejord etc. Tidsskrift for Skovbrug, 1876. — Nogle Kemiske Undersögelser over Jardbunden etc. Tidsskrift for Skovbrug 1879, S. 125. — Nogle Kemiske og fyriske Undersögelser etc. Tidsskrift for Skovbrug 1884, S. 233.

Zahlreiche wichtige Bemerkungen und Angaben, die zum Theil noch angeführt werden, finden sich namentlich in folgenden Zeitschriften:

Burckhardt. Aus dem Walde. Hannover 1865—81.

P. E. Müller. Tidsskrift for Skovbrug, Kopenhagen 1876. — Vereinsblatt des Haide-Kultur-Vereins für Schleswig-Holstein 1883. — Hedeselskabets Tidsskrift.

Von anderen Arbeiten sind anzuführen:

Ueber Haidevegetation und Bearbeitung.

O. W. Focke. Einige Bemerkungen über Wald und Haide. Abhandl. des naturwissensch. Vereins zu Bremen, III., S. 257.

Sprengel. Forstliche Studienreise durch Moor und Haide. Berlin 1879.

J. Wessely. Der europäische Flugsand und seine Kultur. Wien 1873.

Beiträge zur Kenntniss der forstwirthschaftlichen Verhältnisse der Provinz Hannover, 1881. Hannover bei Klindworth.

Fallou. Pedologie. Dresden 1862.

W. Peters. Die Haideflächen Norddeutschlands, 1862, Hannover.

Delius. Bewirthschaftung des geringen Sandbodens. Halle 1872

Burckhardt. Säen und Pflanzen, 1870, Hannover.

Analysen von Haidesanden etc. finden sich ausser in den umfassenden Arbeiten, die Tuxen veröffentlicht hat, noch in den Arbeiten der geolog. Landesanstalt für Preussen etc.; in

O. König, III. Bericht der landwirthschaftlichen Versuchsstation Münster 1884, auf S. 30 u. folg., und in dem oben angeführten Werk Wessely's.

Die hier dargelegten Untersuchungen beschränken sich im Wesentlichen auf selbst Gesehenes und selbst Bearbeitetes. Die zahlreichen Analysen von Tuxen stehen im schönsten Einklang mit denen des Verfassers. Viele der hier dargelegten Ansichten über die Bedingungen der Ortstein- und Haidebildung finden sich theils vorgebildet, theils ausgesprochen in Emeis, Waldbauliche Forschungen, und in Müller, Studier over Skovjord.

Verfasser konnte im Frühling 1883 eine grössere Reise durch die Provinzen Hannover und Schleswig-Holstein mit Genehmigung Sr. Excellenz des Herrn Staatsministers für Landwirthschaft aus-

führen, um die geologischen und bodenkundlichen Verhältnisse des Haidebodens und der Ortsteinbildung zu untersuchen. Studien, die später noch in Pommern und in der Mark fortgesetzt wurden.

Da die Ortsteinbildung ganz besonders, wenn auch keineswegs ausschliesslich im Haideboden zu Hause ist, so mögen einige Worte über die Haidegebiete des norddeutschen Tieflandes vorausgeschickt werden.

b) Die Haidegebiete des norddeutschen Tieflandes.

Weite Strecken des norddeutschen Flachlandes sind wenig cultivirt und vorwiegend mit niedern strauchartigen Gewächsen bestanden. Man bezeichnet diese Gebiete als »Haide«, beziehentlich als Haide im engeren Sinne, da in den mehr östlichen Gebietstheilen der licht bestandene Kiefernwald »Haide« oder »Kiefernhaide« im Gegensatz zum Laubwald genannt wird.

Die echten Haidegebiete sind nun wesentlich mit dem gemeinen Haidekraut (*Colluna vulgaris*) bestanden. Einen viel geringeren Antheil nehmen *Erica tetralix*, Wachholder, Bärentraube (*Arbutus*) und Ginster (*Sarothammis*), zwischen denen sich gelegentlich meist schlechte Kiefernbestände oder Reste von Eichenwaldungen finden. Die Haiden selbst liegen in verschiedenen Höhen über dem Meeresspiegel; während z. B. die Lüneburger Haide, und die Haiden des Schleswig-Holsteinschen-Jütländischen Landrückens die höchst gelegenen Theile des ganzen Gebietes ausmachen, liegen die Haiden von der Elbe bis nach Holland hinein zum grossen Theil gradezu in der Tiefebene. Schon aus dieser Verbreitung ist leicht ersichtlich, dass der Begriff der Haiden sich im Wesentlichen an die Form der Vegetation anlehnt; und dass die geologische Abstammung des Bodens, beziehentlich die Bodenverhältnisse viel weniger von Einfluss sind, als man gewöhnlich annimmt. Im bunten Wechsel finden sich Schichten des Unteren und Oberen Diluvium, sowie alt- und jungalluviale Gebilde von der Haide in Besitz genommen. Die

mitgetheilten Profile bringen diese Verhältnisse in vielen Fällen zur Anschauung.

In erster Reihe ist es aber der von BERENDT und MEYN seiner Zeit als eine besondere geognostische Bildung unterschiedene Haidesand, welcher die Haide trägt. Er bildet eine, wie sich erwiesen hat, im breiten Striche die Ost- und Nordsee im Süden einschliessende Umrandung und ist ein mittelfeiner, steinfreier Sand, der nur selten durch vorwiegende Staubtheile als mehlartig bezeichnet werden kann.

Namentlich die tieferen Lagen der Gebiete, die Senken der Hochebenen u. s. w. sind mit mehr oder weniger dichten Lagen dieses Sandes bedeckt, der dabei nur selten eine grössere Mächtigkeit erlangt. In der Regel findet man schon in ein Meter Tiefe geologisch abweichende Bodenschichten. Die Erhebungen sind fast stets von Haidesande frei und zeichnen sich entweder durch grandige Sande oder durch solche mit reichlicherem Lehmgehalt aus. Hervorzuheben ist jedoch noch einmal, dass die Haidepflanzen durchaus nicht an jenen Sand gebunden sind, sondern auf Bodenschichten der verschiedensten Abstammung vorkommen, dass mit einem Worte »die Haide« keinen geologischen, sondern einen pflanzengeographischen Begriff bezeichnet.

In den vom Verfasser besuchten Haiden kann man sichtlich zwei Formen derselben unterscheiden: die trocknen und die nassen Haiden. Die ersteren nehmen namentlich die Hochflächen oder doch solche Gebiete ein, die einen günstigen Wasserabfluss bei nicht zu reichlichen meteorologischen Niederschlägen haben. Zu denselben gehören überwiegend die Lüneburger Haide, die höheren Lagen der Bremischen Gegend und die Haiden der südlicheren Theile der cimbrischen Halbinsel. Zu den nassen Haiden dagegen namentlich die Haiden der Hannover-Bremischen Tiefebene und die in den nördlicher gelegenen Theilen von Schleswig-Holstein, sowie in Jütland vorkommenden.

Die trocknen Haiden tragen hauptsächlich *Culluna vulgaris*, während in den nassen Haiden neben dem gemeinen Haidekraute

noch mannichfache Sumpfpflanzen an der Zusammensetzung der Vegetationsdecke theilnehmen.

c) Bleisand und Ortstein.

In den Haidegebieten weit verbreitete, jedoch durchaus nicht an dieselbe gebundene Bildungen sind der Bleisand und der Ortstein.

Der Bleisand ist eine weiss- bis tiefgraue Sandschicht, die zuweilen im feuchten Zustande einen schwachen Stich ins Violette hat. Der Bleisand lagert immer direct unter der Vegetationsschicht, oder unterhalb der aus derselben hervorgegangenen humosen Sandschicht. Er ist humushaltig und wie in den späteren Analysen gezeigt werden soll, im wesentlichen an Mineralstoffen (mit Ausnahme der Kieselsäure) durch Auswaschung erschöpft.

Der Bleisand gehört in der Regel dem Haidesande an, kann aber auch aus anderen geologisch abweichenden Sanden entstanden sein. Seine Bildung setzt jedoch, wie später gezeigt werden soll, das Vorkommen eines armen Sandes voraus.

Der Ortstein, oder wie die vielfachen in den verschiedenen Gegenden üblichen Bezeichnungen für dies Gebilde alle lauten (in Ostpreussen »Kraulis«; in Westpreussen »Fuchserde«; in der Mark »Ortstein«: im zerreiblichen Zustande »Eisenerde«, »Branderde«; in Hannover »Ortstein«, »Ur«, »Orterde«, im zerreiblichen Zustande »Branderde«; auf den westfriesischen Inseln »Knik«; in Schleswig »Ahl«; in Dänemark »Ahl« und Rödjord«) findet sich als häufiger Begleiter des Bleisandes und ist daher wie dieser verbreitet. Gerade wie der Haidesand, wo er nicht cultivirt ist, fast stets die Haide trägt, so ist auch Bleisand und Ortstein ein gewöhnlicher Begleiter des Haidesandes, ohne doch irgendwie an ihn ausschliesslich gebunden zu sein.

Der Ortstein ist ein durch humose Stoffe verkitteter Sandstein, von hell- bis tiefbrauner Farbe; an die Luft gebracht, zerfällt er zu einem braunen Pulver, allmählich zersetzen sich die humosen Theile und es bleibt ein weisser Sand, seltener Grand zurück. Mit Salzsäure behandelt, wird die grösste Menge der organischen Stoffe gelöst.

Der Ortstein ist, wie gesagt, wesentlich in den Haidegebieten verbreitet, in seinem Vorkommen jedoch nicht auf diese beschränkt. Ueberlagert wird der Ortstein stets durch humosen Sand, fast ausnahmslos durch Bleisand, von dem er schon durch die Farbe in scharfer Linie absetzt. Das Liegende des Ortsteins bilden entweder dieselben nur ungekitteten und ungebleichten, daher meist durch gelbliche bis bräunliche Farben abstehenden Sande, die allmählich in den tieferen Schichten in weissen Sand übergehen [1]), oder von dem überlagernden petrographisch und geologisch abweichende Schichten. Die Hauptmasse des Ortsteins lagert immer unterhalb des Bleisandes, die Trennung des ersteren nach unten ist jedoch nur selten eine scharfe, in der Regel findet sich ein allmählicher Uebergang von Ortstein in den unterliegenden gelben Sand.

Weit verbreitet ist das Vorkommen von Ausstülpungen des Ortsteins, die als kegelförmige dichte Massen in die tieferen Schichten des Bodens hineinragen; in Hannover sehr treffend »Töpfe« genannt. Seltener führen diese Töpfe eine Einlagerung von Bleisand. Dass die Bildung der Töpfe von der überlagernden Ortsteinschicht ausgeht und eine normale Weiterbildung derselben ist, davon kann man sich häufig überzeugen. Oft sind die Umrisse der Töpfe kaum angedeutet, der Sand ist sehr wenig dunkler gefärbt, noch ohne festen Zusammenhang. In einem weiter fortgeschrittenen Zustande der Entwicklung ist mehr des humosen Bindemittels abgelagert, die Farbe ist dunkler, die Festigkeit grösser; bis endlich die voll entwickelten Töpfe ganz die Structur der überliegenden Ortsteinschicht haben.

Neben der gewöhnlichen, sich in verschiedenen Tiefen unterhalb des Bodens, jedoch immer an der Grenze des Verwitterungssandes sich hinziehenden Ortsteinschicht, findet sich noch in den nassen Haiden eine zweite Form des Orts. Diese, vom Verfasser

---

[1]) Da jene gefärbten Sandschichten diejenigen sind, in denen die Verwitterung am stärksten vor sich geht, während sie in den humosen Sanden fast beendet ist, in den weissen Sanden noch kaum begonnen hat, so ist der bei den Analysen für ersteren gebrauchte Ausdruck »Verwitterungssand« wohl zulässig.

als »unterer brauner Ortstein« bezeichnet, unterscheidet sich ganz wesentlich von den gewöhnlichen Formen. Die Farbe ist heller, gelb bis braun. Charakteristisch ist die zähe Beschaffenheit, so dass beim Zerbrechen die einzelnen Körner fast filzig in einander verwebt sind. Dieser Ortstein tritt stets in mächtigeren Schichten auf und geht nach unten ganz allmählich in gelben Verwitterungssand über, so dass man eine Scheide zwischen beiden gar nicht angeben kann. In der Regel ist dieser Ort von einer schwächeren Schicht der gewöhnlichen Form überlagert. Er unterscheidet sich ausser durch seine Lagerung und seine Farbe noch durch die schwierigere Verwitterung. An die Luft gebracht, widersteht er viel länger der Einwirkung der Atmosphärilien, z. B. sind in Rothkirch, zwischen Apenrade und Hadersleben Schichten dieses Ortsteines blossgelegt. Vor einigen Jahren war dort ein Haidemoor in Brand gerathen und völlig ausgebrannt. Der Sand war flüchtig geworden, so dass eine weite Fläche fliegenden Sandes sich gebildet hatte. Der gewöhnliche Ortstein war bis auf schwache Reste verwittert und nur die Schichten der unteren Lagen ragten tischartig aus dem Sande hervor.

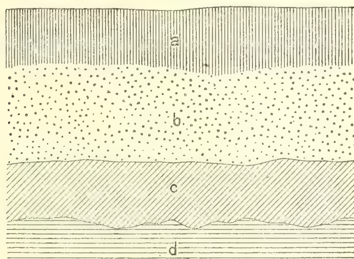
Gegenden besonderer Verbreitung der Ortsteinbildung.

Diejenigen Strecken, welche Verfasser aus eigener Anschauung kennt, sind zunächst die Lüneburger Haide zwischen Celle, Unterlüss und Münster, also gerade die höchst gelegenen Gebiete jenes Landrückens. Im ganzen sind dort die Bodenverhältnisse für die Vegetation nicht gerade ungünstige. Die Erhebungen haben meist grandige oder lehmige Bodenbeschaffenheit; fester dichter Ortstein ist verhältnissmässig wenig und fast nur in den Senken verbreitet. Häufig sind Ueberlagerungen des oberen Diluvialmergels mit Haidesand und Ortsteinabscheidungen an den Grenzen beider Figuren 1 und 2. Es ist dabei sowohl oberer Grand, wie lehmiger Sand vertreten. An solchen Stellen ist es hauptsächlich, wo sich Ortsteinschichten übereinander finden (Vergl. Fig. 4). Stets sind diese Schichten dann untereinander durch »Töpfe« ver-

Lüneburger Haide.

Haidesand und Ortstein auf oberdiluvialem Grand.

Fig. 1.



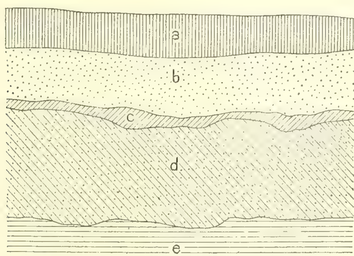
Oberförsterei Eschede bei Unterlüss. Jag. 153.

a) Haidehumus (12 Centimeter). b) Bleisand, nach unten steinig (18 Centimeter). c) Ortstein grandig, durch Humus verkitteter oberer diluvialer Grand (10 Centimeter). d) Unterer Diluvialsand.

Lüneburger Haide.

Haidesand und Ortstein auf Resten des oberen Diluvialmergels.

Fig. 2.



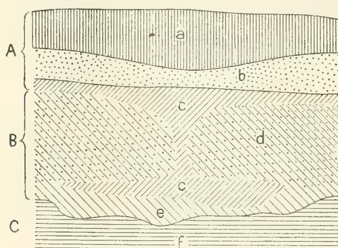
Oberförsterei Eschede. Jag. 166.

a) Haidehumus (15 Centimeter). b) Bleisand (20 Centimeter). c) Ortstein (4 — 10 Centimeter). d) Lehmiger Sand, Reste des oberen Mergels (40 Centimeter). e) Unterer Diluvialsand.

Lüneburger Haide.

Doppelte Ortsteinlage im oberen Diluvialmergel. Forstort Lintzel, am Graskahlgehege.

Fig. 4.



A. Haidesand. **a)** Humoser Sand (10—20 Centimeter). **b)** Bleisand (10—20 Centimeter).
B. Oberes Diluvium. **d)** Lehmiger Sand (30 Centimeter). **e)** Lehm (5—15 Centimeter).
C. Unteres Diluvium. **f)** Diluvialsand.
c) Ortstein.

bunden; in einem Falle wurde das Gleiche in einer 1,2 Meter hohen Düne beobachtet, ein Beweis, dass der Ortstein relativ junger Abscheidung war. Viel mehr verbreitet finden sich Schichten der zerreiblichen Ortsteinform, der Branderde oder Fuchserde, noch ziemlich weich, und von geringerer Mächtigkeit.

In den Gegenden der Haiden des Tieflandes von Hannover hatte Verfasser Gelegenheit, die ausgedehnten Aufschlüsse der Aufforstungsflächen des Gutes Lauenbrück zu besuchen und hier zum ersten Male den »unteren braunen Ortstein« zu beobachten, der, wie es scheint, eine ausgedehnte Verbreitung in jenen Gegenden hat. Auch in diesen Gebieten sind die Höhen, oft bei Niveauunterschieden von einem oder einigen Metern, viel schwächer von Ortstein bedeckt; auch in den Senken ist derselbe meist noch ziemlich weich und zerreiblich, wohl eine Folge der dauernden Einwirkung des Wassers, welches nur selten erheblich tief

steht. Ganz bedeutend ist jedoch die Ortsteinentwickelung an den Gehängen.

In Holstein ist der Ortstein in der Segeberger und in der Iloohaide (westlich Neumünster) stark verbreitet. Die Segeberger Gegend, namentlich die Oberförsterei Glashütte hat im Ganzen die Verhältnisse der trocknen Haiden, Ortstein mit seinen Töpfen, von Bleisand normal überlagert. Besonderes Interesse bot dies Revier, weil es das erste Beispiel war, mächtige Ortsteinlagen auf zweifellos altem Waldboden zu finden, der zur Zeit mit im Rückgang befindlichen Buchen bestanden war. An Haide und die Möglichkeit des früheren Haidebestandes ist nicht zu denken und so sind jene Flächen ein Beweis, der sich später in Pommern und anderen Orten wiederfand, dass die Haide als solche nicht die Veranlassung der Ortsteinbildung ist. Unter den Buchen fanden sich alle drei genannten Arten des Ortsteins, die gewöhnliche, die untere braune Form und Branderde.

In grosser Ausdehnung ist die Iloohaide aufgeschlossen und ist diese zum grossen Theil zu den nassen Haiden zu zählen, die nach dem Norden der cimbrischen Halbinsel immer mehr zunehmen und schon im nördlichen Schleswig entschieden das Uebergewicht erlangen. In der Iloohaide findet sich neben ausgedehnten Ablagerungen von Ortstein, noch solche von Raseneisenstein z. Th. in Sand, welcher auch alluvialen Thon, Auethon überlagert, ein Beweis, dass die Ortsteinbildung in jenem Theil eine recht junge ist. Reichlich sind Abscheidungen von Vivianit und dort wohl zum ersten Mal beobachtet von amorphem, kohlensaurem Eisenoxydul. Das letztere Vorkommen ist besonders merkwürdig; es lässt sich aber leicht durch seine Kohlensäureentwickelung beim Uebergiessen mit Säuren erkennen, sowie daran, dass es dem Licht ausgesetzt braun (nicht wie der Vivianit blau) wird. Die Haiden des nördlichen Schleswig führen zum grossen Theil die untere braune Form des Ortsteins; die schwierige Verwitterbarkeit derselben ist oben erwähnt.

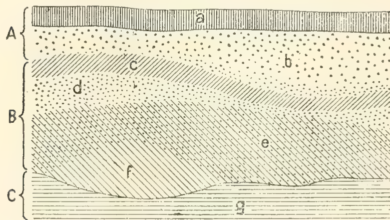
Auch hier findet sich Haidesand oft auf Resten des Oberen Diluvialmergels. Fig. 6 mag als Beispiel gelten, zumal es zugleich vorzüglich geeignet ist, den allmählichen Uebergang von

Ober-Diluvialmergel in den Schachfeldsand zur Anschauung zu bringen.

Bedeutung für die Bildungsgeschichte des Ortsteins hat noch die Thatsache, dass westlich von Flensburg in einem ausgeraubten Hünengrab, welches sich auf altem Ortsteinboden findet, neue Ortbildungen eingetreten sind. Das Innere des Grabes ist von angehäuften Steinen, die mit einer reichlichen Sandlage bedeckt sind, aufgeführt. Auf der Höhe und an den Abhängen des Hünengrabes hat sich eine Bleisandlage und unter derselben Ortstein gebildet. Ein untrüglicher Beweis, dass diese Abscheidung in verhältnissmässig junge Zeit fällt.

Schleswig, westlich von Flensburg (am Schäferhause).
Haidesand auf Sanden und Resten des oberen Diluviums.

Fig. 6.



A. Haidesand. a) Humoser Sand. b) Bleisand (in den unteren Schichten schon zum Sand des Blachfelds gehörig. c) Ortstein.
B. Oberes Diluvium. d) Blachfeldsand. e) Schwach lehmiger Sand.
f) Oberer Diluvialmergel (Lehm).
Die drei Formen gehen ganz allmählich in einander über.
C. Unteres Diluvium. g) Geschichteter Unterer Diluvialsand,
in 4 Meter Tiefe steht Brockenmergel an.

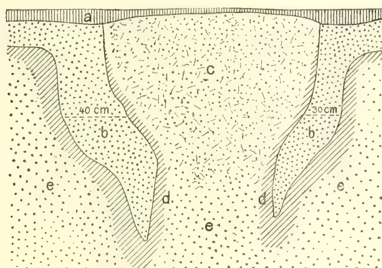
Das Vorkommen von Ortstein unter altem Waldboden (namentlich im Biesenwald) ist auf den Dänischen Inseln ein weit verbreitetes und hat namentlich an Müller einen eifrigen Bearbeiter gefunden [1]).

[1]) Tidsskrift for Skovbrug. 3. S. 1 u. f. 1879.

Pommern.

Ortsteinbildung in einem alten Stubbenloch. Oberförsterei Hohenbrück.

Fig. 7.



a) Humoser Sand. b) Bleisand (20—30 Centimeter) und Bleisand in 1,5 Meter tiefen »Töpfen«. c) Gemischter Sand (durch Bearbeitung). d) Ortstein. e) Thalsand (gelber Verwitterungssand).

Ein Gebiet, wo der Ortstein fast ausschliesslich unter altem und z. Th. schönen Wald sich findet, ist Pommern. Verfasser konnte namentlich die Oberförsterei Hohenbruck besuchen. Dort ist der Ortstein in verschiedenen Formen und unter den verschiedensten Umständen zu beobachten. Gerade diese Gebiete haben dem Verfasser die wichtigsten Beispiele für die Bildung des Ortsteins geliefert, darunter das Profil des Stubbenloches (Fig. 7), welches in überzeugender Weise von der Abscheidungs- und Bildungsweise des Ortsteins Zeugniss ablegt (siehe später).

In Pommern findet sich in weiter Verbreitung theils nur mit Bleisand, theils mit Ortstein bedeckt ein eigenthümlicher loser, eisenhaltiger, feucht rother, trocken mehr bräunlicher Sand mit reichlichem Gehalt an Eisenoxydhydrat. Derselbe Sand war vom Verfasser, wenn auch selten, in der Lüneburger Haide und in Holstein beobachtet worden. Er findet sich meist mit Wald bestanden, und scheint vollständig die Rolle des gewöhnlichen Ver-

witterungssandes, den er an Eisengehalt weit übertrifft, zu spielen. In tieferen Lagen wird er heller und geht allmählich in den normalen weissen Sand über. Wodurch die reichliche Abscheidung des Eisenoxydhydrats bedingt ist, lässt sich nicht sagen, jedenfalls ist sie sehr auffällig, da der anstehende Sand einen besonderen Gehalt an dieser Verbindung nicht zu haben scheint.

Auch auf Verwitterungsboden kann sich Ortstein abscheiden. Verfasser verdankt Proben und Durchschnitte bezüglicher Gebiete der Güte des K. K. Forstrath von Fiskali in Weisswasser (Böhmen). Dort hat sich Ortstein, in der ganz gewohnten Weise von Bleisand überlagert und vom gelben Verwitterungssande unterteuft auf dem Verwitterungsboden des Quadersandsteins gebildet.

d) Eisenfuchs, eisenschüssiger Sand und Raseneisensandstein.

Der hier beobachtete und untersuchte Ortstein ist ausschliesslich durch Humusstoffe verkittet. Eisenschüssige Sande, sogenannter »Eisenfuchs«, kamen nicht zur Beobachtung. Nach Meinung des Verfassers wird auch wohl die Ablagerung eisenschüssiger Sande genau in der Lage des Ortsteins, also überlagert von einer verwitterten und ausgewaschenen Sandschicht und unterteuft von einem Verwitterungssand recht selten vorkommen. Es wird später gezeigt werden, dass diese Lagerung nichts zufälliges ist, sondern mit der Bildung des Ortsteins im ursächlichen Zusammenhange steht. In den meisten Fällen wird daher die Untersuchung zwischen »Eisenfuchs« und »Humusfuchs« nicht schwer werden. Wie es jedoch gewerbliche, weichere Formen des Ortsteins giebt, ebenso finden sich solche des eisenschüssigen Sandes. Oft sind Sandschichten (es wird dies im Anfang behandelt werden) sehr an Eisenoxyd oder dessen Hydrat angereichert, ohne einen festeren Zusammenhang zu zeigen; die vorbesprochenen rothen Sande gehören hierher. Dann finden

sich Vorkommen, in denen einzelne Körner einen Zusammenhang zeigen, während die Gesammtmasse noch als loser Sand bezeichnet werden muss, dahin gehört z. B. das Vorkommen, welches im Anhang unter III. analysirt worden ist. Unmerkliche Uebergänge leiten so zu den festen eisenschüssigen Sanden hinüber; die unter Umständen für die Vegetation ebenso verderblich wirken wie Ortsteinlagen. Der Raseneisenstein selbst kann dann unter Umständen als Endproduct solcher Bildungen angesehen werden. In der Regel besteht jedoch zwischen Ortstein und Raseneisenstein ein tiefgreifender Unterschied. Der erstere ist im Wesentlichen ein Product der Ausfällung und die Zusammenlagerung erfolgt, weil die Einwirkung wesentlich auf eine Schicht beschränkt ist. Der Raseneisenstein dagegen ist eine Concretion, indem durch Anziehung gleichartiger Theile die Ablagerung an bestimmten Stellen veranlasst wird. Auch die so oft schalige oder kugelige Structur des Raseneisensteins beweist dies; während Ausfällungen von Eisenoxydhydrat auch stets nur wenig feste eisenschüssige Sande erzeugen.

II. Analysen.

Der Ortstein ist, wie bereits erwähnt, nicht auf Sandböden beschränkt, sondern das Liegende desselben wird häufig von einer geologisch und petrographisch abweichenden Bodenschicht gebildet. Am häufigsten finden sich Lagen von Geröllen, Mergel und dessen Verwitterungsproducte, Lehm oder lehmiger Sand. Die analytische Untersuchung solch' abweichender Bodenschichten kann über die Entstehung des Ortsteins und die seiner Abscheidung vorausgegangenen Veränderungen im Boden kaum Auskunft geben. Zur Analyse wurden daher fast ausschliesslich Schichten solcher Profile untersucht, die bis in grössere Tiefe einheitlichen Ursprunges sind und von denen man annehmen kann, dass die chemische Zusammensetzung der ganzen Bodenschicht eine ursprünglich annähernd gleichartige gewesen ist.

Die Analysen der vom Verfasser untersuchten Haidesand- und Ortsteinboden wurden so ausgeführt, dass je 200 Gramm des Bodens mit 500 Cubikcentimeter Salzsäure von 1,12 spec. Gew. übergossen und während zwei Stunden auf dem Wasserbade gekocht, dann aber noch eine Nacht mit der Salzsäure in Berührung gelassen wurden. Die abfiltrirte Flüssigkeit enthält dann die »löslichen Bestandtheile«. Der Rückstand wurde mit Flusssäure aufgeschlossen; zum Aufschluss kamen je etwa 18—20 Gramm zur Verwendung. Von einem Theile der Einschläge sind nur die löslichen Bestandtheile bestimmt worden, da die sehr grossen Mengen von Flusssäure auch bei den besten Abzügen lästig werden und die ausgeführten Bestimmungen hinreichen eine Uebersicht über die Verhältnisse zu geben.

Nur bei einigen Haidetorfanalysen wurde von dieser Methode abgewichen. Diese Theile wurden direct verascht und nach Art der Aschenanalysen weiter untersucht. Nur ausnahmsweise ist der zurückbleibende Sand weiter verarbeitet worden.

Im Folgenden sind die Analysen zusammengestellt, welche nach den verschiedenen Provinzen geordnet sind.

Die für die Mineralstoffe ausschliesslich der Kieselsäure geltenden Zahlen des Gesammtbodens sind durch Addiren der löslichen und unlöslichen Procente gefunden. Die Rechnung ist zwar nicht genau, jedoch fallen die Abweichungen innerhalb der analytischen Fehlergrenzen.

Die Gesammtzahlen beziehen sich auf die Mineralstoffe ausschliesslich der Kieselsäure und des Glühverlustes. Humus, beziehentlich der Kohlenstoffgehalt wurde nicht besonders bestimmt, da bei so armen Böden man wohl berechtigt ist, den Humusgehalt mit dem Glühverlust gleich zu setzen.

Die Kieselsäure wurde nur bei einem Theil der Analysen direct bestimmt; bei einer grösseren Zahl aus dem Verluste berechnet. Diese Zahlen sind durch einen Stern bezeichnet.

I. Lüneburger Haide.

Flugsand auf Haidesand mit Ortsteinlagen (zwischen Lichtenbeck und Brambostel).

Profil:

10 Centimeter Flugsand,
10—15 » stark humoser Sand,
15—30 » Bleisand,
10—15 » Ortstein,
? » gelber Verwitterungssand.

a. Aufgewehter Flugsand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,6608 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Zusammen-setzung des Gesammtbodens (berechnet)
Kali (K_2O)	0,0147	0,52	0,535
Natron (Na_2O)	0,0240	0,12	0,144
Kalkerde (CaO)	0,0188	0,124	0,143
Magnesia (MgO)	0,0206	0,045	0,066
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,0062	0,034	0,035
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,3064	0,85	1,156
Thonerde (Al_2O_3)	0,4060	1,67	2,076
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,0189	0,066	0,074
Kieselsäure (SiO_2)	—	94,09	—
Glühverlust	—	1,38 *	1,49 *
	0,8156	—	4,229

* Der Glühverlust in der letzten Reihe bezieht sich auf ursprünglichen Boden; der in der zweiten auf den Rückstand des Salzsäureauszuges.

b. Humoser Sand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,6416 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0059	0,504	0,510
Natron	0,0066	0,100	0,107
Kalk	0,0122	0,260	0,272
Magnesia	0,0194	0,041	0,060
Manganoxyduloxyd . . .	0,0056	0,039	0,044
Eisenoxyd	0,1216	0,450	0,572
Thonerde	0,1012	1,01	1,111
Phosphorsäure	0,0107	0,043	0,054
Kieselsäure	—	93,67	—
Glühverlust	—	3,79	4,11
	0,2832	—	2,730

c. Bleisand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,0736 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0115	0,47	0,487
Natron	0,0162	0,12	0,136
Kalkerde	0,0140	0,106	0,120
Magnesia	0,0042	0,028	0,032
Manganoxyduloxyd . . .	0,0038	0,03	0,034
Eisenoxyd	0,1312	0,28	0,411
Thonerde	0,0766	0,72	0,797
Phosphorsäure	0,0035	0,051	0,054
Kieselsäure	—	96,46	—
Glühverlust	—	1,33	1,38
	0,2610	—	2,065

d. Ortstein.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,3358 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0083	0,238	0,246
Natron	0,0072	0,04	0,047
Kalk	0,0170	0,11	0,128
Magnesia	0,0051	0,033	0,038
Manganoxyduloxyd . . .	0,0044	0,034	0,038
Eisenoxyd	0,4612	0,30	0,761
Thonerde	0,6568	1,47	2,127
Phosphorsäure	0,0218	0,041	0,063
Kieselsäure	—	96,17	—
Glühverlust	—	1,57	2,95
	1,1818	—	3,448

e. Gelber Verwitterungssand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,9946 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0235	0,568	0,591
Natron	0,0255	0,18	0,205
Kalkerde	0,0284	0,11	0,138
Magnesia	0,0086	0,023	0,032
Manganoxyduloxyd . . .	0,0026	—	0,003
Eisenoxyd	0,3562	0,35	0,706
Thonerde	0,5788	1,69	2,269
Phosphorsäure	0,0404	0,040	0,080
Kieselsäure	—	96,86	—
Glühverlust	—	0,32	0,87
	1,0640	—	4,024

II. Lüneburger Haide.

(Oerrel, Station des Provinzial-Arbeitshauses.)

Ortsteinboden: Der Ortstein ist in der weicheren, leichter durchdringlichen Form als sogenannte »Branderde« ausgebildet. Er lagert auf einem feucht rothen, trocken mehr gelben Sande, der in tieferen Lagen in den gewöhnlichen weissen Sand übergeht.

Profil:

45	Centimeter	stark humoser Sand,
15—20	»	Bleisand (schwach violett gefärbt),
5—10	»	Ortstein,
50	»	rothbrauner, loser Sand,
?	»	weisser Sand.

In den Analysen wurden nur die in Salzsäure löslichen Stoffe bestimmt.

Von 100 Theilen Boden sind in Salzsäure löslich:

	Humoser Sand	Bleisand	Ortstein (Branderde)	Braunrother Sand	Weisser Sand
Kali	0,0180	0,0135	0,0169	0,0138	0,0142
Natron	0,0137	0,0198	0,0141	0,0207	0,0103
Kalkerde	0,0164	0,0104	0,0236	0,0176	0,0092
Magnesia	0,0197	0,0035	0,0137	0,0185	0,0038
Manganoxyduloxyd	0,0074	0,0032	0,0056	0,0050	—
Eisenoxyd	0,4100	0,1942	1,3876	0,8308	0,0442
Thonerde	0,4216	0,0736	0,7168	0,7168	0,1780
Phosphorsäure	0,0356	0,0104	0,0710	0,0389	0,0131
Glühverlust *	4,22	0,55	2,19	1,41	0,22
	0,9424	0,3286	2,2493	1,6621	0,2728

* Bezieht sich auf den ursprünglichen Boden.

III. Hannover.

(Lauenbrück im Herzogthum Bremen.)

Haidesand und Thalsand (?) mit dunkelen und helleren festen Ortsteinschichten.

Profil:

10	Centimeter	Haidehumus (mit 22,76 Glühverlust),
10—15	»	Bleisand,
10—12	»	Ortstein (dunkel, noch zerreiblich),
40	»	unterer brauner Ortstein (heller gefärbt),
?		gelber Verwitterungssand.

a. Humus, der Aschenanalyse unterworfen.

b. Bleisand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,9817 Gramm.

	Humus.	Bleisand.		
	In 100 Th. der ursprünglichen Substanz	Salzsäure-auszug. Procente	Rückstand des Salzsäure-auszuges	Gesammt-boden (berechnet)
Kali	0,0067	0,0089	0,318	0,327
Natron	0,0078	0,0129	0,124	0,137
Kalkerde	0,0502	0,0098	0,089	0,098
Magnesia	0,0028	0,0068	0,029	0,036
Manganoxyduloxyd	0,0038	0,0032	0,022	0,025
Eisenoxyd	0,0765	0,0880	0,205	0,293
Thonerde	0,2548	0,0520	1,102	1,154
Phosphorsäure	0,0104	0,0520	0,031	0,044
Kieselsäure	—	—	95,13	—
Glühverlust	22,76	—	2,950	3,46
	0,4130	0,2336	—	2,114

c. Ortstein, im feuchten Zustande tiefbraun, zerreiblich. Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,5624 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0199	0,763	0,383
Natron	0,0177	0,332	0,349
Kalkerde	0,0134	0,091	0,104
Magnesia	0,0089	0,030	0,039
Manganoxyduloxyd	0,0032	0,025	0,025
Eisenoxyd	0,0358	0,118	0,143
Thonerde	0,4024	1,562	1,964
Phosphorsäure	0,0083	0,026	0,034
Kieselsäure	—	96,00	—
Glühverlust	—	1,050	2,59
	0,5096	—	3,039

d. Unterer brauner Ortstein, hellbraun, zäh, fast filzig. Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,9738 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0089	0,269	0,277
Natron	0,0039	0,164	0,168
Kalkerde	0,0122	0,116	0,128
Magnesia	0,0125	0,027	0,039
Manganoxydoxydul	0,0092	0,022	0,031
Eisenoxyd	0,0574	0,155	0,212
Thonerde	0,3808	1,245	1,626
Phosphorsäure	0,0244	0,018	0,042
Kieselsäure	—	97,58	—
Glühverlust	—	0,405	1,23
	0,5093	—	2,523

e. Gelber Verwitterungssand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,5640 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Flusssäure-aufschlusses. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0108	0,277	0,288
Natron	0,0096	0,168	0,179
Kalkerde	0,0146	0,100	0,115
Magnesia	0,0242	0,023	0,047
Manganoxyduloxyd	0,0056	0,027	0,032
Eisenoxyd	0,0820	0,148	0,220
Thonerde	0,3290	1,698	2,027
Phosphorsäure	0,0134	0,023	0,036
Kieselsäure	—	97,206	—
Glühverlust	—	0,330	0,66
	0,4894	—	2,942

IV. Holstein.

Oberförsterei Glashütte.

Haidesand auf (oberem?) Diluvialmergel.

Profil:

15—20	Centimeter	stark humose, fast torfartige Schicht,
20—30	»	Bleisand,
10	»	zerreiblicher Ortstein (Branderde),
20	»	unterer, heller brauner Ortstein, sehr zäh,
?	»	schwach lehmiger Sand.

Der Boden war mit etwa zweihundertjährigen, rückgängigen Buchen bestanden.

Nur die in Salzsäure löslichen Körper wurden bestimmt.

Von 100 Theilen Boden sind in Salzsäure löslich:

	Humusschicht, eingeäschert und nach Art der Aschenanalysen behandelt. Procente des Bodens	Bleisand Procente	dicker Ortstein (Branderde) Procente	unterer heller brauner Ortstein Procente	lehmiger Sand Procente
Kali	0,0091	0,0051	0,0081	0,0055	0,0324
Natron	0,0031	0,0057	0,0086	0,0055	0,0087
Kalkerde	0,0284	0,0104	0,0152	0,0302	0,0368
Magnesia	0,0575	0,0023	0,0077	0,0341	0,0620
Manganoxyduloxyd .	0,0038	0,0020	0,0029	0,0044	0,0092
Eisenoxyd	0,0238	0,0028	0,0640	0,1466	0,5542
Thonerde	0,1648	0,0028	0,3340	0,8360	0,9520
Phosphorsäure . .	0,0503	0,0050	0,0254	0,0407	0,0377
Glühverlust . . .	23,19	0,39	4,34	2,71	1,67
	0,3413	0,0361	0,4638	1,0070	1,6930

V. Holstein.

Oberförsterei Glashütte.

Feldmark Haidmühlen (am Waterwinkel).

Sehr gleichmässig feinkörniger Sand, bis in grosse Tiefe ohne Gerölle; in etwa 2 Meter Tiefe steht das Grundwasser an. Mit gutwüchsigen etwa 100 jährigen Fichten und Kiefern bestanden.

Profil:

20—30	Centimeter	haidetorfartiger, stark humoser Sandboden,
5—20	»	Bleisand,
10—15	»	Ortstein, oft mit tiefen Töpfen,
20—30	»	hellerer, brauner, sehr zäher Ortstein,
?	»	gelber Verwitterungssand, in grösserer Tiefe weisser Sand.

a) Humose Schicht,

nach Art der Aschenanalysen, nach dem Verglühen der organischen Substanz untersucht. Die Zahlen beziehen sich auf den ursprünglichen Boden, einschliesslich des Gehaltes an organischen Stoffen.

b. Bleisand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,8866 Gramm.

	Humusschicht.	Bleisand.		
	In 100 Thl. sind (nach dem Veraschen der organischen Substanz) löslich. Procente des Bodens	In Salzsäure sind löslich. Procente	Der Rückstand des Salzsäureauszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0116	0,0040	0,195	0,200
Natron	0,0140	0,0016	0,123	0,125
Kalkerde	0,0570	0,0140	0,112	0,126
Magnesia	0,0032	0,0023	0,031	0,033
Manganoxyduloxyd	0,0016	Spur	Spur	—
Eisenoxyd . . .	0,0736	0,0094	0,224	0,233
Thonerde	0,2053	0,0748	0,950	1,025
Phosphorsäure . .	0,0551	0,0107	0,024	0,035
Kieselsäure . . .	—	—	96,601	—
Glühverlust . . .	18,37	—	1,740	2,78
	0,4182	0,1167	—	1,777

c. Dunkel brauner Ortstein.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,5150 Gramm.

	Zu Salzsäure sind löslich. Procente des Bodens	Rückstand des Salzsäureauszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0051	0,403	0,408
Natron	0,0045	0,228	0,232
Kalkerde	0,0278	0,123	0,150
Magnesia	0,0104	0,048	0,059
Manganoxyduloxyd . . .	0,0026	0,041	0,043
Eisenoxyd	0,2908	0,211	0,502
Thonerde	0,8068	1,644	2,451
Phosphorsäure	0,0350	0,050	0,085
Kieselsäure	—	90,424*	—
Glühverlust	—	6,828	1,388
	1,1830	—	3,930

d. Unterer hellerer Ortstein, sehr zähe.
Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,0274 Gramm.

	In Salzsäure sind löslich. Procente des Bodens	Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0144	1,181	1,195
Natron	0,0099	0,758	0,768
Kalkerde	0,0176	0,206	0,224
Magnesia	0,0185	0,088	0,106
Manganoxyduloxyd	0,0074	0,040	0,047
Eisenoxyd	0,3124	0,417	0,729
Thonerde	0,9220	2,455	3,377
Phosphorsäure	0,0179	0,042	0,060
Kieselsäure	—	93,433	—
Glühverlust	—	1,380	3,56
	1,3201	—	6,506

e. Gelber Verwitterungssand.
Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,9830 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Im Rückstand des Salzsäure-auszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0072	1,134	1,141
Natron	0,0033	0,477	0,480
Kalkerde	0,0194	0,235	0,254
Magnesia	0,0280	0,083	0,111
Manganoxyduloxyd	0,0056	0,040	0,046
Eisenoxyd	0,1132	3,356	0,469
Thonerde	0,3256	0,524	2,849
Phosphorsäure	0,0257	0,047	0,073
Kieselsäure	—	94,749	—
Glühverlust	—	0,355	1,96
	0,5280	—	5,423

VI. Holstein.

Ioohaide. Distr. 11.

Profil:

15—25 Centimeter stark humoser Sand,
15—30 » Bleisand,
5—19 » Ortstein,
30 » rothbrauner Sand, der allmählich übergeht
? » in weissen Sand.

Die ganze Sandschicht gleichmässig feinkörnig, ohne Geschiebe.

Untersucht wurden nur die in Salzsäure löslichen Bestandtheile.

Von 100 Theilen Boden sind in Salzsäure löslich:

	Stark humoser Sand	Bleisand	Ortstein	Rothbrauner Sand	Weisser Sand
Kali	0,0046	0,0114	0,0114	0,0115	0,0254
Natron	0,0048	0,0117	0,0246	0,0207	0,089
Kalkerde	0,0536	0,0152	0,0230	0,0272	0,0356
Magnesia	0,0134	0,0026	0,0077	0,0524	0,0653
Manganoxyduloxyd	0,0074	0,0068	0,0062	0,0104	0,0086
Eisenoxyd . . .	0,0700	0,1198	0,1594	1,6774	0,4036
Thonerde . . .	0,0700	0,0328	0,6544	1,2666	0,5944
Phosphorsäure . .	0,0089	0,0110	0,0143	0,0236	0,0554
Glühverlust . . .	9,66	0,83	7,13	1,78	0,67
	0,2327	0,2113	0,9008	3,0938	1,1872

VII. Schleswig.

Oberförsterei Apenrade. Plantage Beftoft.

Ursprüngliche Haidefläche; 1855/56 mit Wald angepflanzt, in 2 dänischen Fuss tiefen und breiten Rajolstreifen hat sich aufs Neue Bleisand (in der Mitte derselben) gebildet. Eine Verwitterung des Ortsteins ist nur an den Stellen eingetreten, wo die Luft einwirken konnte.

Profil:

15—20 Centimeter Haidetorf, blauschwarz, riecht unangenehm beim Verkohlen,
10—15 » Bleisand,
40 » zu oberst dunkelen, nach unten helleren sehr zähen Ortstein.

a. Haidetorf.

Nach dem Einäschern der organischen Substanz nach Art der Aschenanalysen untersucht. Der in Salzsäure unlösliche Theil wurde mit Flusssäure aufgeschlossen. Als Gesammtboden ist der reine Mineralboden, ohne organische Substanz, gedacht.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 19,6928 Gramm.

	Haidetorf. Procente des humosen Bodens	Rückstand des Salzsäureauszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,6264	1,055	1,081
Natron	0,0304	1,530	0,560
Kalkerde	0,1030	0,176	0,279
Magnesia	0,0340	0,036	0,070
Manganoxyduloxyd	0,0056	0,038	0,043
Eisenoxyd	0,1740	0,50	0,674
Thonerde	0,3640	2,51	2,874
Phosphorsäure	0,0600	0,027	0,087
Kieselsäure	—	91,12	—
Glühverlust	36,44	—	—
	0,7918	—	5,668

b. Bleisand.

*b*1. Bleisand von normaler Haidefläche.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,6770 Gramm.

*b*2. Bleisand, aus einem Rajolstreifen, also frisch gebildet (nur die in Salzsäure löslichen Stoffe bestimmt).

	Bleisand.			Bleisand aus Rajolstreifen.
	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)	In Salzsäure sind löslich Procente
Kali	0,0083	1,248	1,256	0,0072
Natron	0,0123	0,420	0,432	0,0032
Kalkerde	0,0200	0,313	0,333	0,0134
Magnesia	0,0059	0,070	0,076	0,0035
Manganoxyduloxyd	0,0056	0,04	0,046	0,0026
Eisenoxyd . . .	0,0382	0,60	0,638	0,0074
Thonerde	0,0856	3,53	3,616	0,0208
Phosphorsäure . .	0,0065	0,032	0,038	0,0032
Kieselsäure . . .	—	89,93	—	—
Glühverlust . . .	—	3,25	3,66	2,45
	0,1824	—	5,435	0,0633

c. Ortstein (hellbraun, zähe.)

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,6156 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens.	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0095	1,284	1,293
Natron	0,0159	0,420	0,436
Kalkerde	0,0384	0,313	0,348
Magnesia	0,0195	0,070	0,089
Manganoxyduloxyd . . .	0,0060	0,040	0,046
Eisenoxyd	0,0186	0,60	0,619
Thonerde	0,8976	3,53	4,427
Phosphorsäure	0,0531	0,032	0,085
Kieselsäure	—	89,93	—
Glühverlust	—	3,25	5,67
	1,0506	—	7,343

VIII. Pommern.

Oberförsterei Hohenbrück.

Ortstein in Flusssand (an der Naugarder Heerstrasse).

Profil:

15 Centimeter dicht von Wurzeln durchzogener humoser Sand,
30 » Bleisand,
20 » Branderde, (zerreiblicher Ortstein),
30—35 » zu oberst dunkelbrauner, nach unten heller brauner Ortstein, zäh;
? » hellgelber Verwitterungssand.

Das Revier war mit 120—150jährigen ziemlich geschlossenen Kiefern bestanden. Den Boden bedeckte ein dichtes Gestrüpp von Heidelbeeren und Moos. Haide fehlte fast völlig. Der Grundwasserspiegel steht in 1—1,5 Meter Tiefe an.

a. Humoser Sand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,3364 Gramm.

	Der Salzsäure-aufschluss enthält Procente des Bodens	Der Rückstand des Salzsäure-aufschlusses enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0118	0,056	0,068
Natron	0,0114	0,035	0,046
Kalkerde	0,0236	0,092	0,115
Magnesia	0,0047	0,034	0,039
Manganoxyduloxyd	0,0056	0,026	0,031
Eisenoxyd	0,0448	0,147	0,192
Thonerde	0,0304	0,567	0,597
Phosphorsäure	0,0194	0,053	0,072
Kieselsäure	—	94,54	—
Glühverlust	—	4,45	6,15
	0,1517	—	1,160

b. Bleisand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,0892 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Rückstand des Salzsäure-aufschlusses enthält Procente des Bodens	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0049	0,132	0,137
Natron	0,0120	0,051	0,063
Kalkerde	0,0092	0,073	0,082
Magnesia	0,0014	0,047	0,048
Manganoxyduloxyd . . .	0,0032	0,030	0,033
Eisenoxyd	0,0130	0,094	0,107
Thonerde	0,0124	1,094	1,106
Phosphorsäure	0,0089	0,053	1,062
Kieselsäure	—	98,07 *	—
Glühverlust	—	0,351	0,413
	0,0650	—	1,638

c. Branderde (zerreiblicher Ortstein).

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,3300 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Rückstand des Salzsäure-aufschlusses. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0047	0,760	0,765
Natron	0,0063	0,276	0,282
Kalkerde	0,0116	0,014	0,025
Magnesia	0,0062	0,042	0,048
Manganoxyduloxyd . . .	0,0038	0,030	0,034
Eisenoxyd	0,0108	0,213	0,223
Thonerde	0,3376	1,025	1,362
Phosphorsäure	0,0224	0,054	0,076
Kieselsäure	—	95,86 *	—
Glühverlust	—	1,725	4,45
	0,4034	—	2,815

d. Unterer hellerer Ortstein.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,4478 Gramm.

	Der Salzsäureauszug enthält Procente des Bodens	Der Rückstand des Salzsäureauszuges. Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0150	1,164	1,179
Natron	0,0132	0,333	0,346
Kalkerde	0,0332	0,173	0,206
Magnesia	0,0329	0,040	0,073
Manganoxyduloxyd	0,0050	0,030	0,035
Eisenoxyd	0,1366	0,265	0,401
Thonerde	0,3268	0,201	2,028
Phosphorsäure	0,0113	0,049	0,060
Kieselsäure	—	95,364 *	—
Glühverlust	—	0,381	1,24
	0,5740	—	4,828

IX. Pommern.

Oberförsterei Hohenbrück.

(Poststrasse von Stepenitz nach Hammer. Jagen 104a.)

Profil:

2—4 Centimeter einer dichten Humuslage, von Wurzeln durchzogen, braun, nicht torfartig,
15—20 » Bleisand,
5—8 » harten festen Ortstein,
? » gelber Sand.

Das Revier war mit 80—100jährigen Kiefern, Buchen und Eichen bestanden, als Bodendecke fanden sich Heidelbeeren, Gräser u. s. w. Haide fehlte völlig, und kann nach dem ganzen Zustand des Reviers kaum jemals vorhanden gewesen sein.

a. Humusschicht; eingeäschert und nach Art der Aschenanalysen behandelt. (Die Zahlen beziehen sich auf 100 Theile des ursprünglichen Bodens, einschliesslich der humosen Stoffe.)

b. Bleisand.

Zum Flusssäureaufschluss verwendet: 18,1756 Gramm.

	Humus.	Bleisand.		
		In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0402	0,0076	0,618	0,626
Natron	0,0027	0,0111	0,167	0,178
Kalkerde	0,1420	0,0110	0,060	0,071
Magnesia	0,0592	0,0026	0,020	0,023
Manganoxyduloxyd	0,0157	0,0032	0,060	0,063
Eisenoxyd . . .	0,1031	0,0964	0,450	0,546
Thonerde	0,2943	0,0268	1,650	1,677
Phosphorsäure . .	0,1175	0,0059	0,043	0,049
Kieselsäure . . .	—	—	96,17	—
Glühverlust . . .	46,44	—	0,77	1,05
	0,7747	0,1646	—	2,233

c. Ortstein.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,7762 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0178	0,754	0,772
Natron	0,0033	0,360	0,363
Kalkerde	0,0194	0,170	0,189
Magnesia	0,0137	0,028	0,042
Manganoxyduloxyd . . .	0,0044	0,047	0,051
Eisenoxyd	0,1936	0,690	0,884
Thonerde	1,5256	2,320	3,845
Phosphorsäure	0,2966	0,042	0,338
Kieselsäure	—	93,719	—
Glühverlust	2,0744	1,870	7,28
	2,0744	—	6,484

d. Gelber Verwitterungssand.

Zum Flusssäureaufschluss verwendet: 18,4480 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäure-rückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0085	1,103	1,111
Natron	0,0213	0,528	0,549
Kalkerde	0,0254	0,225	0,250
Magnesia	0,0401	0,064	0,104
Manganoxyduloxyd . . .	0,0068	0,026	0,033
Eisenoxyd	0,3448	0,760	1,105
Thonerde	0,4000	3,210	3,610
Phosphorsäure	0,0281	0,043	0,071
Kieselsäure	—	92,49	—
Glühverlust	—	0,28	0,68
	0,8950	—	6,833

X. Böhmen.

Ortstein auf Quadersandsteinboden. (Nähe von Weisswasser.)

Profil:

3,5 Centimeter humoser Schicht,
15 » Bleisand,
5,10 » Ortstein,
20—30 » gelber Verwitterungssand;
? » weisser Sand mit Stücken von Quadersandstein.

Die humose Schicht wurde nicht weiter untersucht. Das ganze Vorkommen findet sich auf Verwitterungsboden des Quadersandsteines und scheint z. Th. eine ziemlich neue Bildung zu sein; unterscheidet sich jedoch in keiner Weise von dem typischen Vorkommen der norddeutschen Haiden.

a. Bleisand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,3882 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0062	0,148	0,152
Natron	0,0119	0,120	0,132
Kalkerde	0,0158	0,056	0,072
Magnesia	0,0086	0,023	0,031
Manganoxyduloxyd	0,0035	0,040	0,043
Eisenoxyd	0,0130	0,540	0,553
Thonerde	0,0100	0,360	0,370
Phosphorsäure	0,0116	0,032	0,043
Kieselsäure	—	97,16	—
Glühverlust	—	0,94	1,44
	0,0806	—	1,396

b. Ortstein.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,8422 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0159	0,205	0,220
Natron	0,0324	0,050	0,082
Kalkerde	0,0140	0,051	0,065
Magnesia	0,0107	0,053	0,061
Manganoxyduloxyd	0,0032	0,030	0,033
Eisenoxyd	0,5596	1,930	2,489
Thonerde	0,6352	5,050	5,685
Phosphorsäure	0,0263	0,024	0,050
Kieselsäure	—	90,10	—
Glühverlust	—	2,50	8,09
	1,2973	—	8,685

c. Gelber Verwitterungssand.
Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 18,0414 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0195	0,778	0,797
Natron	0,0176	0,090	0,108
Kalkerde	0,0164	0,079	0,095
Magnesia	0,0254	0,049	0,069
Manganoxyduloxyd	0,0050	0,030	0,035
Eisenoxyd	0,2750	0,820	1,095
Thonerde	0,5440	2,42	2,964
Phosphorsäure	0,0194	0,024	0,043
Kieselsäure	—	94,92	—
Glühverlust	—	0,86	1,41
	0,9225	—	5,246

d. Weisser Sand.
(Zerfallener Quadersandstein, erste Verwitterungsstufe.)
Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 17,5952 Gramm.

	In Salzsäure löslich. Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0182	0,163	0,181
Natron	0,0411	0,060	0,101
Kalkerde	0,0176	0,064	0,081
Magnesia	0,0098	0,059	0,068
Manganoxyduloxyd	0,0056	0,030	0,036
Eisenoxyd	0,0610	0,62	0,681
Thonerde	0,0496	0,83	0,879
Phosphorsäure	0,0044	0,032	0,036
Kieselsäure	—	96,80	—
Glühverlust	—	0,51	0,61
	0,2073	—	2,063

III. Schlussfolgerungen.

Alle diese Analysen der verschiedenen Schichten des Ortsteinbodens haben ganz gleichartigen Charakter. Gleichgültig ob im Osten oder Westen von Deutschland, auf Schwemmlands- oder auf Verwitterungsboden, immer ist der Bleisand gleichmässig arm an löslichen und im hohen Grade erschöpft an unlöslichen Mineralstoffen. Ueberall ist daher der Bleisand, und die Sande der humosen Schichten stehen darin so gut wie völlig gleich, ein Boden, in dem durch Verwitterung irgend erhebliche Mengen von Mineralstoffen nicht mehr frei gemacht werden können.

Der Bleisand lässt sich daher bezeichnen als ein durch Verwitterung und Auswaschung von fast allen Mineralstoffen, mit Ausnahme der Kieselsäure befreiter, schwach humoser Sand.

Der Gehalt an löslichen Mineralstoffen im Bleisande übersteigt fast nie zwei Zehntel Procent, erreicht häufig jedoch noch nicht einmal $^1/_{10}$ Procent. Der Gehalt an humosen Stoffen schwankt zwischen 0,4 und 4 Procent; der Bleisand geht dann in humosen Sand über.

Aus dieser Armuth an Stoffen, die zur Pflanzenernährung dienen können, erklären sich auch die ungünstigen Eigenschaften des Bleisandes bei der Kultur. Auch die typischen Pflanzen der Haidegebiete, vor allem die Haide selbst, bildet nie Wurzelverzweigungen im Bleisande, sondern erst auf der an Nährstoffen reicheren Ortsteinschicht [1]).

Der Ortstein ist an Mineralstoffen meist die reichste Schicht des Bodens, nur selten wird er von tieferen Schichten darin übertroffen, und gilt dies dann fast stets von Sanden, die durch Eisen tiefroth oder braun gefärbt sind, sonst aber sich im Zusammenhang nicht von dem gewöhnlichen Verwitterungssand unterscheiden.

Der Gehalt an humosen Stoffen ist ein sehr wechselnder und schwankt zwischen 2 und 14 Procent. In der Regel beträgt er

[1]) Die für die Bodencultur, namentlich die Aufforstungen wichtigen Punkte sind in der Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen niedergelegt und werden demnächst zur Veröffentlichung gelangen.

3—8 Procent; die an humosen Stoffen reicheren Ortsteine sind meist weniger fest, zerreiblich und für die Wurzeln viel besser durchdringbar, sog. »Branderde«.

Hervorzuheben ist noch die grosse Löslichkeit der humosen Stoffe in Salzsäure, wie dies aus dem Unterschied der Zahlen des Glühverlustes zwischen dem Salzsäurerückstand und dem ursprünglichen Boden hervorgeht.

Der Ortstein ist daher zu bezeichnen als ein durch humose Stoffe verkitteter Sand, d. h. ein Humus-Sandstein. Was nun die vom Verfasser als »unterer brauner Ortstein« bezeichnete Abänderung betrifft, so ist sie für jeden, der einmal Gelegenheit hatte, diese Schichten in der Natur zu sehen, leicht kenntlich. Chemisch vom gewöhnlichen Ortstein sehr verschiedene Eigenschaften sind nicht vorhanden; der Humusgehalt ist jedoch stets ein sehr geringer und steigt wohl nur selten bis zu 4 pCt., kann sich jedoch oft kaum über 1 pCt. erheben, ohne der zähen Festigkeit des Gesteins Abbruch zu thun. Vielleicht würde es zweckmässig sein, diese Form des humosen Sandes mit einem besonderen Namen zu bezeichnen.

Die Ursache der Bleisand- und der Ortsteinbildung. Die verhältnissmässig grosse Zahl der Analysen macht es möglich, die Hauptveränderungen im Boden zu verfolgen, die eingetreten sind. Schon früher gelang es dem Verfasser nachzuweisen, dass arme Sande, namentlich wenn sie nicht durch eine Bodendecke geschützt sind, oder durch Laubabfall angereichert werden, in den oberen Schichten einen starken Verlust an Mineralstoffen durch Auswaschen erleiden [1]). Dass Eisenoxyd reichlich weggeführt wird, zeigen die vielfachen Ablagerungen desselben; dass aber auch Thonerde nicht nur mechanisch durch Verschwemmen als Thon, sondern auch chemisch gelöst, weggeführt und an anderen Stellen wieder abgelagert werden kann, das haben erst die Untersuchungen von Lemberg dargethan. Bei jeder Einwirkung von kieselsaurem Alkali auf Thonerde bildet sich freies Alkali [2]),

---

1) Jahrb. der geol. Landesanstalt 1885.

2) Zeitschr. d. geol. Ges. 1883, S. 596.

welches natürlich dann Thonerde zu lösen vermag. Auch alle anderen Stoffe mit Ausnahme der Kieselsäure werden gelöst oder mechanisch durch die Schnee- und Regenwässer in die Tiefe geführt. Durch die Einwirkung verhältnissmässig grosser Mengen Wasser, welches durch die Zersetzung der humosen Stoffe der Oberfläche wohl auch meist kohlensäurereich ist, wird die Verwitterung beschleunigt, so dass schon nach verhältnissmässig kurzer Zeit die oberste Lage eines armen Sandes fast völlig verwittert (soweit Silicate an der Zusammensetzung theilnehmen) und ausgelaugt ist. Dies ist die Entstehung des Bleisandes, der fast stets die oberste Schicht sehr armer Sandböden bildet, und namentlich da auftritt, wo nicht durch sorgfältige Erhaltung des Waldbestandes und der fallenden Streu wenigstens einigermassen der Auswaschung entgegengewirkt wird, oder durch Düngen landwirthschaftlich benutzter Flächen abweichende Verhältnisse geschaffen werden.

Hervorzuheben ist, dass mit Ausnahme der reinen Humusböden stets die Schichten, soweit sie bereits verwittert oder ausgewaschen sind, allein humose Beimischungen in grösserer Menge führen. Es wird gleich gezeigt werden, welche Wichtigkeit diese Thatsachen für die Anschauungen über die alluvialen Bildungen haben.

Die Abscheidung grösserer Humusmengen und Anhäufung derselben setzt eine Mitwirkung des Wassers voraus. Ueberall, wo humose Bodenarten auftreten, unter denen hier zunächst Torf, Moorerde und die unter Einwirkung des Wassers abgesetzten Schlickmassen verstanden werden sollen, lässt sich direct durch Beobachtung nachweisen, dass diese Gebiete längere Zeit oder dauernd mit langsam fliessenden oder stehenden Gewässern in Berührung waren. Auch die Ablagerungen von Humusschichten im Walde, sei es mit oder ohne Betheiligung der Moosarten, geschieht nur in solchen Beständen, die in Gegenden grösserer Niederschlagsmengen liegen oder deren Waldbestand geschlossen ist, also der Luftbewegung und namentlich dem Lichteinfall Schwierigkeiten entgegensetzen. Eine bedeutende Rolle scheint dabei die Einwirkung der Wärme zu spielen, die wohl ohne

Zweifel die Zersetzung der Humussubstanzen sehr beschleunigt. Nach den Veröffentlichungen der forstlichen meteorologischen Stationen kann sich der Unterschied in der Temperatur der Bodenoberfläche im Felde und im Walde im Mai bis 7°, im Juni bis 10°, im Juli bis 10°, im August bis 9°, im September bis 5° belaufen, wobei der Waldboden in allen Fällen kühler als der Boden des freien Feldes ist [1]).

Werden Bodenarten, die genügend Mineralstoffe enthalten (immer ausschliesslich Kieselsäure gedacht), freigestellt, so zersetzten sich die Humusstoffe meist in recht kurzer Zeit. »Der Boden hagert aus«. Selbst Flusssande, die doch einen hohen Humusgehalt haben, verlieren den grössten Theil desselben in verhältnissmässig kurzer Zeit, wenn dieselben dauernd vom stehenden oder fliessenden Wasser abgeschnitten werden. Ein vorzügliches Beispiel für das vollkommene Verschwinden dem Boden beigemischter humoser Stoffe giebt Fig. 7. In einem alten Stubbenloch auf Ortsteinboden war der Sand gleichmässig feinkörniger, gelber Verwitterungssand, während die benachbarten Ränder Ortsteinschichten mit starker Bleisandbedeckung führten. Da unzweifelhaft das Bodenprofil sich seit der Zeit der Baumrodung nicht verändert hat, so lässt sich aus den Analysen No. IX, deren Material ganz nahe dabei entnommen ist, annähernd berechnen, wieviel humose Stoffe beim Zuwerfen des Stubbenloches dem Boden beigemischt worden sind und wieviel sich in sicher sehr mässiger Zeit vollständig zersetzt haben.

Der Bleisand war 15—20 Centimeter, im Durchschnitt 17,5 Centimeter mächtig und erleidet 1,05 Procent Glühverlust; der Ortstein hatte eine Mächtigkeit von 5—8 Centimeter, mit 6,5 Glühverlust. Man kann bei so reinen Sandböden wohl unbedenklich den Glühverlust mit dem Humusgehalt gleichstellen. Die Tiefe des Loches kann man rund zu 1 Meter annehmen, den Durchmesser zu 1,5 Meter. Betrachtet man die bewegte und

[1]) Jahresberichte der forstlich meteorologischen Stationen in Preussen etc.; herausgegeben von A. Müttrich (von 1875 an).

gemischte Erdmasse als Kugelsegment, so sind der gemischten Erde zugeführt worden aus dem Bleisande 0,25 Procent Humus, aus dem Ortstein 0,61 Procent, im Durchschnitt also 0,86 Procent Humus, ein Gehalt, der dem vieler Thalsande fast gleichkommt, und der in sicher sehr kurzer Zeit völlig zersetzt worden ist.

Hält man diese Thatsachen zusammen, einmal, dass die humosen Bodenarten, soweit es sich nicht um echte Humusböden handelt, den Gehalt an humosen Stoffen immer nur oberhalb der Verwitterungssande führen und zweitens, dass in allen nur mässig reichen Bodenschichten die Zersetzung der humosen Stoffe rasch fortschreitet (die Einlagerung von humosen Schmitzen im Dünensande kann wegen der Armuth der letzteren wenig beweisen), so kann man mit grosser Sicherheit den Schluss ziehen, dass die Einlagerung der humosen Stoffe im Thal- und Haidesand keine ursprüngliche, bei der Bildung erfolgte ist, sondern secundären Wirkungen ihre Entstehung verdankt.

Es gilt nun, diese secundären Wirkungen kennen zu lernen. Man findet sie unschwer in den Eigenschaften der Humussubstanzen. Zieht man einen möglichst von Mineralstoffbeimengungen befreiten, durch Schlämmen von Sand gereinigten Humus mit Flusssäure und Salzsäure aus und wäscht dann mit Wasser dauernd aus, so hält der Humus die Säuren stark zurück, das ablaufende Wasser ist farblos. Bei länger dauernder Behandlung tritt endlich ein Moment ein, wo die saure Reaction des ablaufenden Wassers sehr schwach wird und bald darauf beginnt der Humus sich theilweise zu lösen und die Waschwässer nehmen eine dunkle Färbung an. Viel rascher kann man zum gleichen Ziele gelangen, wenn man eine kleine Menge Natronlauge vorher zum Neutralisiren benutzt. Der Humusgehalt dieser dunkel gefärbten Lösungen wird nun durch die mannichfachsten Substanzen ausgefällt. Alkalisalze sind überwiegend ohne Wirkung, stark dagegen wirken die Salze der alkalischen Erden und Erden ein, auch Thon schlägt jene Stoffe nieder. Es sind dies längst bekannte Thatsachen; und sind auf diese Einwirkungen Methoden

gegründet worden, um die Abflusswässer der Zuckerfabriken u. s. w. von ihren organischen Stoffen zu befreien.

Auch in der Natur sind solche humose Bildungen weit verbreitet, alle die dunkel gefärbten Moor- und Torfgewässer gehören hierher. Kommen diese nun in ihrem weiteren Laufe mit an gelösten Salzen reicheren Gewässern in Berührung, so werden die humosen Stoffe als braun gefärbte, gelatinöse oder flockige Niederschläge abgeschieden. Die »Selbstreinigung der Flüsse«, in welche gelöste organische Stoffe eingeleitet werden, beruht auf diesem Vorgange, auch die Abscheidung der Schlickmassen am Seeufer und der Einmündung der Flüsse in die Meere wird durch ähnliche Vorgänge beeinflusst [1]).

Ganz gleichartige Verhältnisse, wie bei der Mischung von humosen Wässern mit solchen, die an Salzen reicher sind, bieten sich auch im armen Sandboden, in dem die Oberen Schichten ausgewaschen sind.

Schon früher gelang es dem Verfasser nachzuweisen, dass dieses Aussüssen des Bodens nicht die ganzen Schichten gleichmässig trifft, sondern in den der Oberfläche am nächsten gelegenen Bodentheilen unverhältnissmässig intensiver einwirkt. Sind solche Bodenschichten nun bis zu einem gewissen Grade an Mineralstoffen erschöpft, so lösen die Schnee- und Regenwässer Humusstoffe, führen diese in die Tiefe und schlagen dieselben auf den an Salzen reicheren Theilen wieder nieder. Ein durch solche gelöste und wieder ausgefällte Humusstoffe ver-

---

[1]) Es tritt hierbei ein zweites Moment hinzu, nämlich die Wirkung des Salzwassers auf im süssen Wasser schwebend erhaltene Theilchen, die zum raschen Absetzen gebracht werden. Schlämmt man Thonboden mit destillirtem Wasser, so weiss jeder, dass namentlich bei sehr langsamer Stromgeschwindigkeit Ausflüsse erhalten werden, die sich nur sehr schwer klären, ein Zusatz einer mässigen Menge Kochsalzlösung beschleunigt das Absetzen sehr. Als Demonstrationsobject kann man auch eine Flüssigkeit durch Vertheilen von Ultramarin in reinem Wasser erhalten, die rein blau ist, jedes Filter unverändert passirt, und in der man nur mit starken Vergrösserungen die kugelförmigen Ultramarinkörner erkennen kann; ein Zusatz von wenigen Procenten Kochsalz zur Flüssigkeit genügt, um in wenigen Stunden die vollständige Abscheidung des suspendirten Ultramarins herbeizuführen und das Wasser farblos zu machen.

kitteter Sand ist der Ortstein. Alle bekannten Thatsachen lassen sich durch diese Auffassung sofort erklären, namentlich auch die Erscheinung, dass der Ortstein sich immer eng an die Verwitterungsschicht des Bodens oder an mineralstoffreiche Theile anschliesst und immer direct unterhalb der ausgewaschenen Sandschicht lagert. Dass thatsächlich Ausfällungen der Humusstoffe erfolgen, war ganz ausgezeichnet in der für Meliorationszwecke im weiten Umfange aufgeschlossenen Iloohaide zu sehen. Tiefe Längsgräben durchschneiden den Boden und durchbrechen die Ortsteinlage; schmälere, weniger tiefe Quergräben bleiben oberhalb derselben. Die Wasser der tiefen Gräben sind klar und farblos, die der schmälern von Humussubstanzen braun gefärbt. An denjenigen Stellen, wo eine Vermischung beider Wasser stattgefunden hatte, war eine gelatinöse, braune Humussubstanz abgeschieden. Ich konnte mich durch mikroskopische Untersuchung sehr bald nach der Entnahme überzeugen, dass wirklich amorpher, structurloser Humus vorlag und organisirte Pflanzen ganz zurücktraten, so dass eine Bildung durch pflanzliche oder thierische Einwirkung ausgeschlossen erscheint. Dasselbe, was nun bei der Abscheidung des Ortsteins innerhalb einer bestimmten Bodenschicht erfolgt, tritt, wenn auch in geringerem Masse, in den humosen Sanden ein. Jedes verwitternde Silicatkorn wird sich mit humosen Stoffen umkleiden, beziehentlich von denselben durchdrungen werden, dazu tritt noch die durch das Fehlen der Mineralstoffe bedingte langsamere Zersetzung der Wurzelreste und der humosen Einschwemmungen. Alles das erklärt, wie es möglich ist, dass organische Stoffe oft in Tiefen des Bodens gelangen, die zuerst auffällig erscheinen.

Als weiterer beweisender Grund für die secundäre Abscheidung des Humus und Ortsteins in den Sanden können noch das Vorkommen beider auf alten menschlichen Erdwerken, namentlich auf »Hünengräbern«[1]) und die bei der Weiterbildung des Ortsteins zu beschreibenden Bildungen nach Durchbrechungen der Ortsteinschicht angeführt werden.

---

[1]) Profile in Emeis, Waldbauliche Forschungen. Berlin; bei J. Springer.

Humose Sande, Bleisand und Ortstein sind also geradezu untrennbare Bildungen, die mit einander in Verbindung stehen, wie Ursache und Wirkung; die Bildung der ersteren lässt sich theilweise auf die Thatsache zurückführen, dass humose Stoffe durch reines Wasser gelöst und von an Mineralstoffen reicheren Bodenschichten oder -theilen wieder ausgefällt werden.

Es fragt sich noch, welche Stoffe bei dieser Ausfällung als besonders wirksam betrachtet werden müssen. Die Alkalien sind nur von geringer Wirkung oder eher für die Lösung der humosen Stoffe günstig. Kalk, Magnesia und Mangan sind in viel zu geringen Mengen vorhanden, um wesentlichen Antheil zu nehmen. So bleibt nur noch Eisen und Thonerde übrig. Eisen vermag ja in so vielen Fällen bei Sandsteinen allein als Verkittungsmittel zu wirken, und es fragt sich, ob nicht auch bei der Ortsteinbildung ihm eine wesentliche Rolle zufällt. Im Ganzen kann man dies verneinen. In vielen Fällen sind Sande mit erheblich grösserem (in Salzsäure löslichem) Gehalt an Eisen beobachtet und untersucht, als der Gehalt des Ortsteins in der Regel beträgt, ohne dass eine Verkittung zu festerem Gestein eingetreten ist. Namentlich gilt dies für die den Ortstein unterlagernden und namentlich in Pommern in grosser Ausdehnung vorkommenden tiefroth bis braun gefärbten Sande. Immerhin ist nicht wegzuleugnen, dass dem Eisen als Ausfällungsmittel ein erheblicher Werth zukommen kann. Als sicher ist dies für die Thonerde anzunehmen. Die sehr starke Anreicherung der Ortsteinschichten an Thonerde, namentlich gegenüber den überliegenden Bleisanden spricht dafür. Der Transport der Thonerde kann sowohl auf chemischem wie mechanischem Wege erfolgt sein; und ist die Einwirkung auf die gelösten Humusstoffe wohl wesentlich mit auf den Gehalt an Thonerde zurückzuführen. Ganz ähnliche Verhältnisse bieten auch die in den diluvialen Sanden eingelagerten Thonstreifen, die zuerst durch Berendt beschrieben und analysirt wurden (Der Nordwesten Berlins S. 110) und von denen ein Vorkommen vom Verfasser ebenfalls am Schluss dieser Arbeit behandelt ist. Wahrscheinlich ist jedoch, dass durch die bei der weiter fortschreitenden Verwitterung der Sande frei werdenden

Mineralstoffe, diese in ihrer Gesammtheit wirken und so die Ortsteinbildung bedingen.

Weitere Fortbildungen des Ortsteins. Ist die Abscheidung von Ortstein einmal eingetreten, so müssen die weiteren Umbildungen im Boden erheblich verlangsamt werden. Bildet doch der Ortstein eine für Wasser sehr schwer durchlässige Schicht und gewissermassen eine Scheidewand zwischen den höheren und tieferen Erdlagen. Wenn aber auch die Einwirkung namentlich der Gewässer verringert wird, so kann sie doch nicht aufgehoben werden. Zwar langsamer aber stetig werden dieselben Vorgänge, die oben besprochen wurden, die Auswaschung und die Verwitterung, auch den Ortstein ergreifen, die obersten Lagen zersetzen und in tieferen Bodenschichten Neubildungen veranlassen. Wirksam werden dabei die Wurzeln der Pflanzen helfen, namentlich die des Haidekrautes; ist doch oft die Oberfläche des Ortsteins wie mit einem feinen Wurzelfilz bedeckt. Es wird also an der unteren Grenze des Ortsteins Weiterbildung desselben eintreten und sich derselbe in immer tiefere Bodenlagen erstrecken. Da aber einzelne Theile für Wasser wohl leichter durchdringlich bleiben, oder durch örtliche Bedingungen die Wässer an bestimmten Stellen stärker einwirken, so wird die Abscheidung an solchen Stellen besonders beschleunigt werden und es entstehen so die dichten, festen »Töpfe« von Ortstein. Noch sichtlicher wird diese Wirkung an denjenigen Stellen, wo eine doppelte Ortsteinschicht gebildet ist. Die tiefer liegende Schicht ist dann stets von beschränkter Ausdehnung, oft nur wenige Fuss breit und dann stets mit der überliegenden durch einzelne mehr oder weniger starke »Töpfe« verbunden. Die »Töpfe« müssen also als die normale Weiterbildung des Ortsteins betrachtet werden. (Wie in Fig. 4.)

Andere und doch ähnliche Verhältnisse treten ein, wenn eine Durchbrechung der Ortschicht erfolgt; sei dies nun eine Wirkung von Wurzeln, die sich zufällig einmal durch eine Spalte hindurch gezwängt haben und später verwesen, oder durch Einwirkung der Menschen oder endlich durch nicht nachweisbare Zufälligkeiten erfolgt.

Ein ausgezeichnetes und unwiderlegliches Beispiel für diese

Form der Weiterbildung bietet die Figur des in Pommern beobachteten, schon oben angeführten Stubbenloches.

Vergegenwärtigt man sich die Verhältnisse, die bei einer Durchbrechung der Ortsteinschicht eintreten müssen, so werden dieselben geradezu einen Prüfstein für die vom Verfasser aufgestellte Theorie abgeben. Die sonst stagnirenden oder nur langsam durchsickernden Wässer finden plötzlich eine Abzugsöffnung. Die Auswaschung muss an solchen Stellen besonders stark wirksam sein und sich oft in grössere Tiefen erstrecken. Es wird also bald wieder eine Bildung von Bleisand in und unterhalb der Ortsteinschicht stattfinden und wenn dieser einmal erst vorhanden ist, muss sich an den Rändern desselben Ortstein abscheiden. Durch die Bewegung des Wassers kann diese letzte Abscheidung zunächst nur an den Seiten erfolgen, am unteren Ende wird sie erst eintreten, wenn die Gewässer durch den Widerstand, welchen der Abfluss findet, sehr verlangsamt ist. Es werden so langgezogene Röhren von Ortstein sich bilden müssen, deren Innenraum von Bleisand erfüllt ist. Und in der That sind diese Bildungen in allen Fällen zu beobachten, wo die oben angegebenen Verhältnisse stattgehabt haben, am übersichtlichsten und überzeugendsten an den Rändern des oft citirten Stubbenloches (Fig. 7). In den verschiedensten Gegenden sind gleichartige Bildungen beobachtet und in den beigegebenen Profilen zum Theil abgebildet. Derartige oft mehr als Meter lange und dabei nur wenige Centimeter dicke Ortsteinröhren mit Bleisandfüllung (Fig. 3 u. 5) bieten einen ganz überraschenden Anblick [1]).

Was die Entstehung der vom Verfasser als »Unterer brauner Ortstein« bezeichneten Bildung betrifft, so liegen nicht genug Beobachtungen vor, um schon jetzt ein abschliessendes Urtheil zu geben. Wahrscheinlich sind es Bodenschichten, die dauernd mässig feucht gewesen sind, sich mit humosen Lösungen und Niederschlägen voll gesogen haben und bei einem eintretenden Austrocknen jene feste, zähe Beschaffenheit angenommen haben,

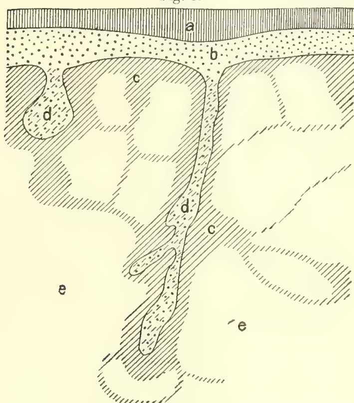
---

[1]) Vergl. auch die Angaben über Riesenkessel bei Uelzen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1880, S. 61.

Lüneburger Haide.

Töpfe von Ortstein mit Bleisandfüllung.
Forstort Lintzel. Abth. am Moor.

Fig. 3.

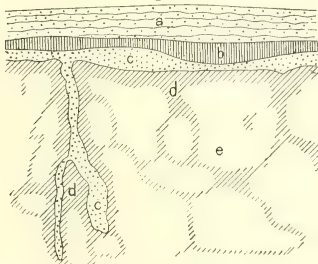


a) Haidehumus (10—15 Centimeter). **b**) Bleisand (10—20 Centimeter). **c**) Ortstein und Ortsteinstreifen. **d**) Töpfe von Ortstein mit Bleisand. **e**) Gelber Verwitterungssand.

Holstein.

Flugsand auf Haidesand.

Fig. 5.



a) Flugsand (20—30 Centimeter). **b**) Humoser Sand (5—20 Centimeter). **c**) Bleisand (10—15 Centimeter). **d**) Ortstein. **e**) Gelber Verwitterungssand.

die sie so sehr bezeichnen. Jedenfalls scheint für die Abscheidung eine gewisse Menge Wasser nothwendig zu sein, da dem Verfasser dieser Ortstein nur in den »nassen Haiden« aufgestossen ist und auch das einzige Beispiel eines jetzt wesentlich trocknen Vorkommens, bei Rothkirch in Schleswig, noch vor wenigen Jahren mit Haidetorf bedeckt gewesen ist.

Bemerkt muss noch werden, dass Ortstein sich nur in Einschlägen studiren lässt. Bei der Anwendung der sonst im Flachlande ja so vorzügliche Dienste leistenden Bohrer übersieht man schwache Ortablagerungen sehr leicht.

Es ist so nachgewiesen, dass im Ortstein ein Gebilde vorliegt, welches, wenn auch überwiegend im Gebiete des Flachlandes vorkommend, doch in jeder Gegend und jeder Formation gebildet werden kann, wenn die Bedingungen des Auftretens gegeben sind. Der noch mögliche Einwurf, warum dann nicht auf allen armen Sandböden auch Ortsteinabscheidungen eintreten, ist zur Zeit noch nicht zu beantworten. Erst ein gründliches Studium der Humussubstanzen wird diese Frage beantworten können. Wahrscheinlich scheint es, dass zur Ortsteinbildung ein gewisser Feuchtigkeitsgrad nothwendig ist; in vielen Gebieten findet sich Ortstein nur in den Ebenen, während die höheren Lagen, es gilt dies z. B. von der Mark, frei sind, obwohl die Auswaschung der Sande eine weit fortgeschrittene und echte Bleisandbildung eingetreten ist.

Zum Schluss möge es vergönnt sein noch einige Worte über die Wahrscheinlichkeit der Ortsteinbildung auf bisher von Ortstein freien Strecken hinzuzufügen.

Ist die aufgestellte Theorie richtig, so sind die Bedingungen der Ortsteinabscheidung in weiten Gebieten, die zur Zeit noch frei davon sind, gegeben. Wie in früheren Zeiten die Haideflächen des Westens frei von Ortstein gewesen sind und sich dieser allmählich, häufig wohl unterstützt durch thörichte Eingriffe der Menschen, gebildet hat, werden wohl auch andere Gebiete, welche die natürlichen Bedingungen der Ortsteinbildung darbieten, allmählich davon ergriffen werden, wenn nicht sorgfältige Massregeln der Bodencultur, vor allem der Waldcultur, einer allmählichen Verhaidung entgegenarbeiten.

Grosse jetzt der Haide überlassene Flächen, namentlich gilt dies von der Lüneburger Haide, sind wohl zweifellos früher bewaldet gewesen und nur durch die Hand der Menschen in den gegenwärtigen Zustand gebracht worden; auch für manche Gebiete der cimbrischen Halbinsel gilt das Gleiche. In neuerer Zeit hat Oberstleutnant DALGAS[1]) in sorgfältigster Weise alle Daten über das frühere Vorkommen von Wald in Jütland gesammelt; aber Verfasser ist mit dem um die Bodenkunde und Waldcultur Dänemark's hoch verdienten Oberforstmeister Dr. P. E. MÜLLER gleicher Meinung, dass die armen Sande der westlichen Theile jener Halbinsel wohl nie Wald getragen[2]), sondern als ein Rest der auf die Eiszeit naturgemäss folgenden Steppenperiode sich erhalten haben und so jetzt noch ein Bild davon gewähren, wie es dereinst im grössten Theile des nordischen Flachlandes ausgesehen haben mag.

IV. Aehnliche Secundärbildungen.

Weit verbreitet sind in den diluvialen Sanden, namentlich in dem geschichteten Unteren Diluvialsand gelbe bis braune eisenreiche Streifen. Sehr oft folgen sie der Schichtung und sind von BERENDT als thon- und eisenhaltige Concretionen erkannt worden[3]). Vielfach finden sich jedoch auch kleine, gleichgefärbte Punkte, vom weissen Sande völlig umgeben. Während die streifenweise abgeschiedenen Schichten noch den Zweifel offen lassen, ob man es nicht mit Schlämmproducten zu thun habe, scheinen diese kleineren Gebilde die Concretion zu beweisen. Dieselben sind meist nur wenige Millimeter, selten über Centimeter gross, meistens unterscheiden sie sich nur durch ihre Farbe von dem Sande, aber gar nicht selten nehmen sie Formen an, nicht unähnlich denen der Lösskindchen oder Mergelknauern. Die von BERENDT ver-

[1]) Hedeselskabets Tidsskrift 1884, 1.
[2]) Tidsskrift for Skovbrug, 1884, S. 196.
[3]) Der Nordwesten Berlins, S. 110.

öffentlichten Analysen lassen keinen Zweifel, dass man es mit thonartigen Bildungen zu thun hat. Verfasser fand diese gelben Streifen besonders schön und lehrreich in discordant zu einander gelagerten Schichten des unteren Diluvialsandes in Holstein (Oberförsterei Glashütte, Abth. Buchholz).

Immerhin schien es der Mühe werth, den vorhandenen Analysen noch eine fernere hinzuzufügen und auch gleichzeitig für die Zusammensetzung des dortigen Diluvialsandes ein Beispiel zu erhalten.

Die Analysen beziehen sich auf den Gesammtboden, der mit Flusssäure aufgeschlossen worden ist, wobei von dem gelben Streifen etwa 10 Gramm, vom Sande etwa 18 Gramm zum Aufschluss verwendet wurden. Der Gehalt an Kieselsäure ist aus der Differenz berechnet.

	Diluvialsand, mässig feinkörnig, mit rothen Feldspathkörnern	Gelbe Streifen im Sande
Kali (K_2O)	1,83	2,31
Natron (Na_2O)	0,34	0,48
Kalkerde (CaO)	0,17	0,20
Magnesia (MgO)	0,08	0,12
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,03	0,04
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	0,41	1,53
Thonerde (Al_2O_3)	3,04	6,14
Phosphorsäure (P_2O_5)	0,08	0,13
Glühverlust	0,37	0,72
Kieselsäure (berechnet)	93,65	88,32

Man ersieht daraus, dass eine wesentliche Anreicherung in diesen Abscheidungen eingetreten ist, und man es mit Abschei-

dungen zu thun hat, die im wesentlichen Thon- und Eisenverbindungen enthalten. Auch die nicht unerhebliche Anreicherung an Kali ist bei der starken Absorptionswirkung jener beiden Stoffe begreiflich.

Ein Beispiel von ganz überraschenden und mannichfachen, sich neben einander abspielenden Concretionserscheinungen bietet ein diluvialer Sand in der nächsten Umgegend von Eberswalde (am Wege nach dem Schützenhaus). Behufs eines Hausbaues waren die Schichten in ziemlicher Ausdehnung freigelegt. Das Vorkommen abweichend zusammengesetzter Concretionen dicht neben einander gab Veranlassung, dieselben eingehend zu untersuchen.

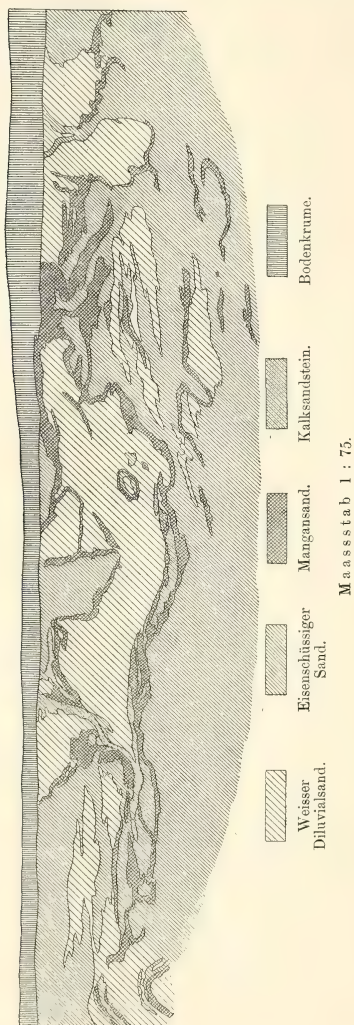
Unterhalb einer wenig mächtigen humosen Bodenschicht von 20—30 Centimeter finden sich:

1. Weisse geschichtete Diluvialsande.
2. Braunrothe eisenschüssige, jedoch nicht verkittete Sande. Nur selten sind einige wenige Körner unter einander verkittet.
3. Ein fester harter Kalksandstein (10 bis 25 Centimeter stark).
4. 3—20 Centimeter starke Schichten eines festen schwarzen glänzenden Sandsteins, dessen Verkittungsmittel Mangan ist.

Der Aufschluss fand sich an einem flachen Gehänge, das von Diluvialmergelschichten bedeckt, jedoch bis zu erheblicher Tiefe verwittert war. Eine Quelle mündete so, dass deren Gewässer zum Theil die Sandschichten durchlaufen mussten.

Der Kalksand war an den Rändern vielfach von dem Mangansandstein begrenzt, wie sich dieser wieder scharf gegen den eisenschüssigen Sand abgrenzte. Der letztere war deutlich streifig, indem dunklere und hellere Lagen abwechselten. Von den vielfach um und in einander verlaufenden Adern kann nur ein Profil ein Bild geben, in dem jedoch nur die am stärksten ausgebildeten Lagen mitgetheilt sind (siehe Fig. 8).

Figur 8.



Maassstab 1 : 75.

Zu erwähnen ist, dass die manganhaltigen Sande auf demselben Abhang sich in grosser Ausdehnung finden und namentlich auch in dem zur Forstcultur benutzten Forstgarten anstehen, wo theilweise Rajolculturen nothwendig wurden. Der Mangansandstein ist früher und zuerst auch von dem Verfasser mit Ortstein verwechselt worden, enthält jedoch keine organische Substanz.

Die Analysen sind so ausgeführt, dass je 200 Gramm des Bodens mit 500 Cubikcentimeter Salzsäure von 1,02 specifischem Gewicht je zwei Stunden ausgekocht wurden. Der Rückstand ist dann mit Flusssäure aufgeschlossen, wobei je etwa 20 Gramm zur Verwendung kamen. Nur bei dem Kalksandstein ist eine geringere Menge benutzt, um nicht allzugrosse Massen von löslichen Stoffen in die Flüssigkeiten zu bringen.

I. Weisser, geschichteter Diluvialsand.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 20,3674 Gramm.

	In Salzsäure sind löslich Procente des Bodens	Der Rückstand des Salzsäureauszuges enthält Procente	Gesammtboden *) Procente
Kali (K_2O)	0,0334	0,34	0,37
Natron (Na_2O)	0,0150	0,31	0,33
Kalkerde (CaO)	0,0054	0,25	0,26
Magnesia (MgO)	0,0132	0,04	0,05
Manganoxyduloxyd (Mn_3O_4)	0,1028	0,26	0,36
Eisenoxyd (Fe_2O_3) . . .	0,1634	0,29	0,45
Thonerde (Al_2O_3)	0,1552	1,62	1,78
Schwefelsäure (SO_3) . . .	0,0094	—	0,01
Phosphorsäure (P_2O_5) . .	0,0248	0,05	0,07
Kieselsäure (SiO_2)	0,0325	—	96,50 **)
	0,5551	—	—
Glühverlust	—	0,34	—

*) Durch Zusammenzählen der löslichen und unlöslichen Theile.
**) Aus der Differenz berechnet.

II. Eisenschüssiger Sand.

Hellbraunroth gefärbt.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 23,4282 Gramm.

	In Salzsäure sind löslich Procente des Bodens	Der Rückstand des Salzsäureaufschlusses enthält Procente	Gesammtboden
Kali	0,0240	1,21	1,23
Natron	0,0120	0,09	0,10
Kalkerde	0,5040	0,31	0,31
Magnesia	0,0317	0,04	0,07
Manganoxyduloxyd	—	0,05	0,05
Eisenoxyd	1,0185	0,61	1,63
Thonerde	0,0520	2,72	2,77
Schwefelsäure	0,0035	—	—
Phosphorsäure	0,0830	0,04	0,12
Kieselsäure	0,0610	—	93,29
	1,7861	—	—
Glühverlust	—	—	0,43

III. Eisenschüssiger Sand.

Dunkel braun gefärbt mit einzelnen zusammengeklebten Körnern.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 21,6204 Gramm.

	In Salzsäure sind löslich Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden
Kali	0,0237	0,95	0,97
Natron	0,0064	0,37	0,38
Kalkerde	0,2125	0,25	0,46
Magnesia	0,0283	0,07	0,10
Manganoxyduloxyd	—	0,05	0,05
Eisenoxyd	2,6350	0,44	3,08
Thonerde	0,0528	1,76	1,81
Phosphorsäure	0,1035	0,04	0,14
Schwefelsäure	0,0147	—	—
Kieselsäure	0,0222	—	92,49
	3,0991	—	—
Glühverlust	—	—	0,52

IV. Mangansand.

Schwarz, glänzend, mit weissen Quarzkörnern.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 21,3768 Gramm.

	In Salzsäure sind löslich Procente des Bodens	Der Salzsäurerückstand enthält Procente	Gesammtboden
Kali	0,0500	1,10	1,15
Natron	0,0382	0,35	0,39
Kalkerde	0,4212	0,35	0,77
Magnesia	0,0290	0,06	0,09
Manganoxyduloxyd . . .	4,4120	0,09	4,50
Eisenoxyd	0,1280	0,32	0,45
Thonerde	0,1055	1,64	1,75
Phosphorsäure	0,0365	0,05	0,09
Schwefelsäure	0,0025	—	—
Kieselsäure	0,0569	—	88,90 *
	5,2796	—	—
Glühverlust *)	—	—	1,91

*) Organische Substanz war in dem Mangansandstein nicht nachweisbar. Eine entsprechende Menge innerhalb einer Kugelröhre im Sauerstoffstrom erhitzt und das austretende Gas in Kalkwasser geleitet, liess letzteres ungetrübt. 4,41 Mangansuperoxyd verlieren beim Uebergang in Manganoxyduloxyd 0,55 am Gewicht. Der hohe Gewichtsverlust wird wohl mit durch den erhöhten Kalkgehalt bedingt, der wohl als kohlensaurer Kalk vorhanden ist. Beim Uebergiessen mit Salzsäure entwickelt sich reichlich Chlor. Der Gehalt an Kohlensäure wurde nicht bestimmt.

V. Kalksandstein.

Fester, durch kohlensauren Kalk verkitteter Sandstein. Braust stark beim Berühren mit Säuren.

Zum Flusssäureaufschluss wurden verwendet: 19,3521 Gramm.

	In Salzsäure sind löslich Procente des Bodens	Der Rückstand des Salzsäureaufschlusses enthält Procente	Gesammtboden (berechnet)
Kali	0,0256	0,94	0,96
Natron	0,0103	0,23	0,24
Kalkerde	20,8637	0,38	21,14
Magnesia	0,2538	0,14	0,39
Manganoxyduloxyd	0,0083	0,06	0,07
Eisenoxyd	0,1863	0,34	0,53
Thonerde	0,0756	1,62	1,70
Phosphorsäure	0,0236	0,08	0,10
Schwefelsäure	0,0028	—	—
Kieselsäure	0,0873	—	58,05
Kohlensäure	(16,12 pCt.)	—	16,12
	21,5375	—	—
Glühverlust	—	—	16,82

Die Analysen ergeben also ein ganz auffälliges Ansammeln der einzelnen Stoffe an bestimmten Stellen. Während in den Mangansand-Adern mehr als vier Procent Manganverbindungen enthalten sind, findet sich in dem direct daran anlagernden eisenschüssigen Sande kaum eine Spur davon. Weniger scharf gilt dies für die Kalkconcretion in dem kalkigen Sandstein. Die sämmtlichen Sande enthalten für Diluvialsande, die nicht fern der Oberfläche gelegen haben, einen nicht unerheblichen Kalkgehalt. Es sind dies Concretionserscheinungen, deren Studium wohl geeignet ist, zur Erklärung der Entstehungsweisen mancher Gebilde, namentlich der nicht in Gängen, sondern in Linsen oder Lagern abgeschiedenen Erze u. s. w. einen Beitrag zu liefern. Man muss annehmen, dass gleichartige Theile starke Anziehung auf einander

ausüben, die von wenigen Punkten ausgehend, sich allmählich zu Adern und Lagern verbreiterten, und, indem sich Gleiches zu Gleichem hinzufügte, diese Concretionen bildeten.

Es fragt sich noch, woher die abgelagerten Stoffe stammen. Den Kalk wird der überstehende Mergel geliefert haben; das Eisen kann ebendaher oder aus den Sanden stammen; das Mangan ist in den Sanden in relativ grosser Menge vorhanden, und da es nicht in Salzsäure löslich, sondern erst im Flusssäureaufschluss enthalten ist, so muss der Gehalt der Sande als ein ursprünglicher betrachtet werden.

Wahrscheinlich sind diese Abscheidungen durch den Verlauf der Bodengewässer sehr beeinflusst. Die Unterlage des ganzen Gehänges wird vom Diluvialthonmergel gebildet; die Gewässer müssen daher in relativ hoher Lage fliessen und treten ja auch als Quelle (siehe die Figur) hervor; sie können so an denjenigen Stellen, wo sie mit der Luft in Berührung kommen, ihre Kohlensäure zum Theil verlieren und zu reichlichen Abscheidungen der verschiedenen gelösten Salze Veranlassung geben.

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45/46.

Fig. A.

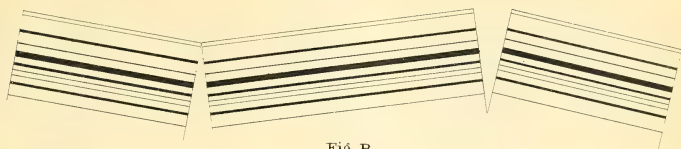


Fig. B.

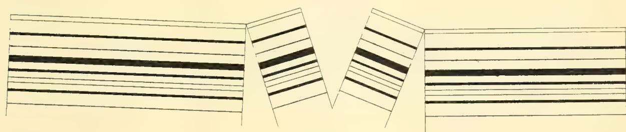


Fig. C.

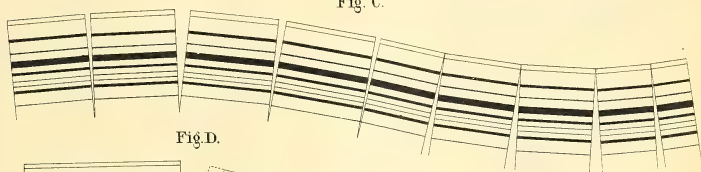


Fig. D.

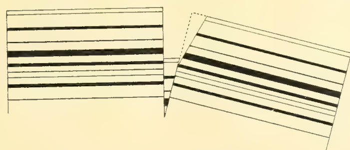
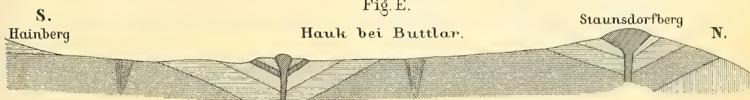


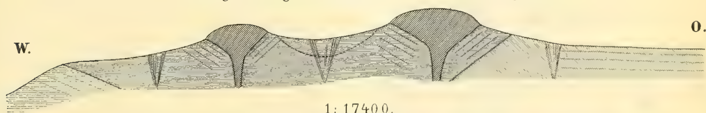
Fig. E.



1: 17400.

Fig. F.

Hengelsberg bei Dransfeld Brunsberg.

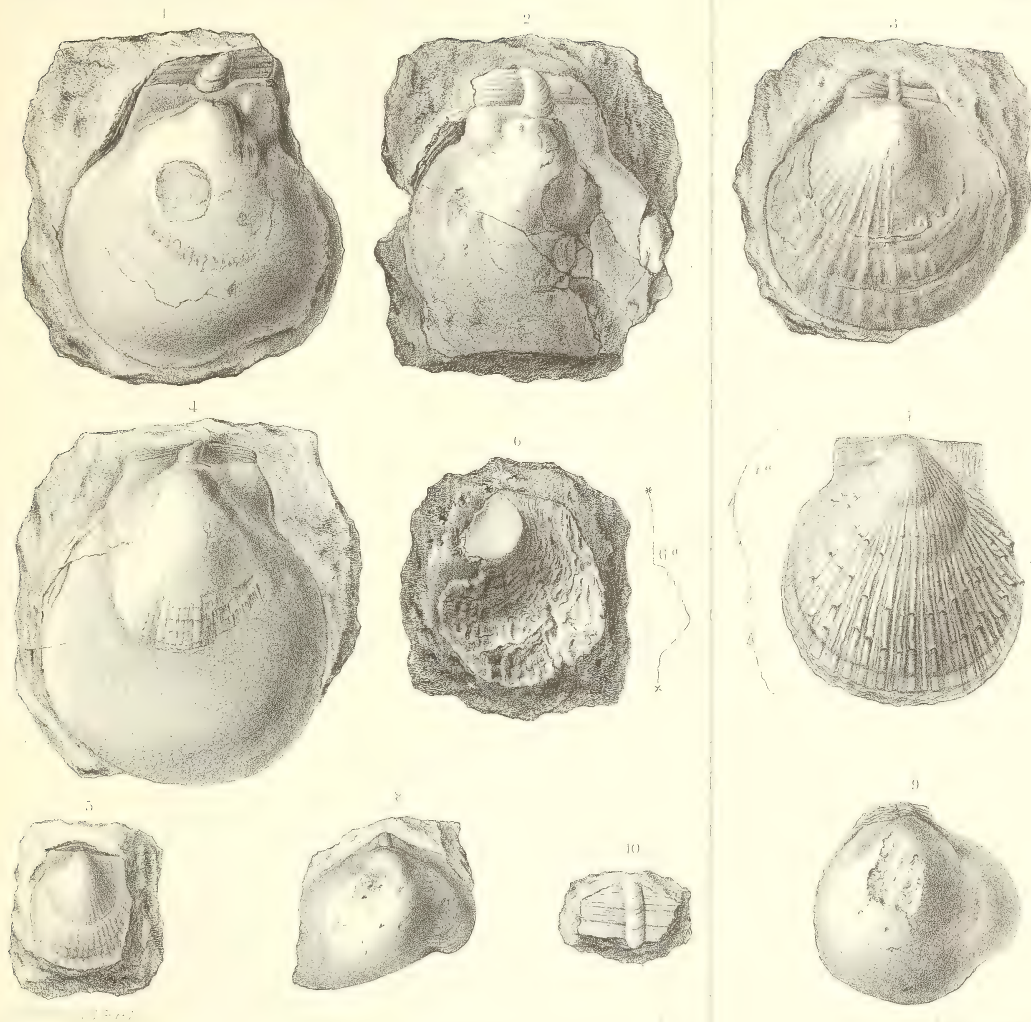


1: 17400.



Lith. Anst. v. L. Kraatz. Berlin





Prospondylus Liebeanus Zimmermann.

Uebe

der alten

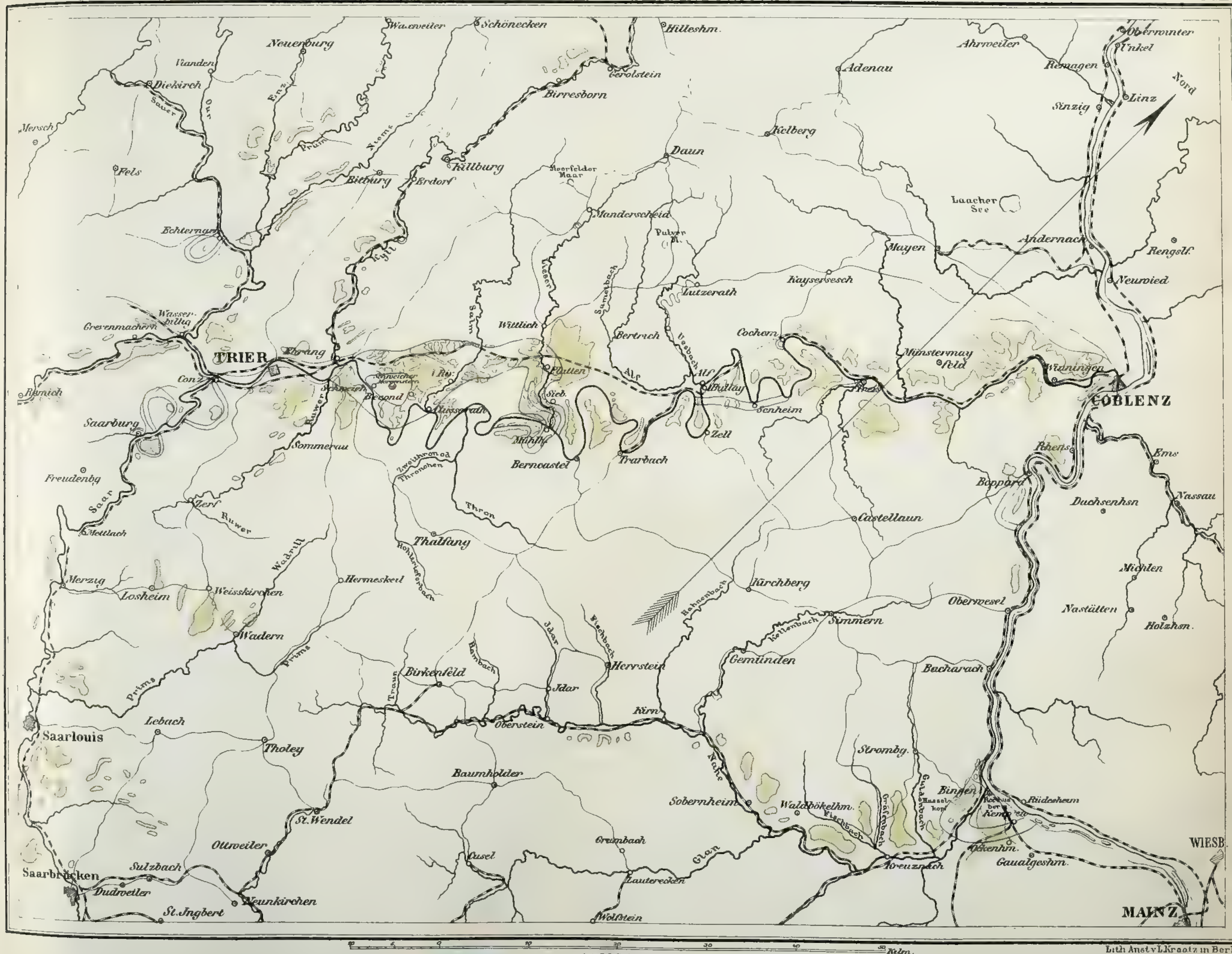
der **NAHE**, der **SAA**

Jahrb. d. Geolog. Landesanst. u. Bergacademie 1885.



Uebersicht
der alten Flussläufe
der NAHE, der SAAR und der MOSEL.

Jahrb d Geolog Landesanst u. Bergacademie 1885



1 : 500 000.

Kilom.

Lith. Anst. v. L. Kraatz in Berlin

Tertiär. (Schweicher Morgenstern.)

Diluvial-Terrassen.

Ehemalige Wasserläufe u. Flussarme.

rsicht
Flussläufe
AR und der **MOSEL.**

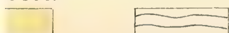
Taf. III.

Hilleshm.
Adenau
Ahrweiler
Oberwinter
Unkel
Remagen
Nord
Linz
Sinzig
erolstein
Kelberg
Daun
Laacher See
nderscheid
Pulver M.
Mayen
Andernach
Rengslf.
Neuwied
Kaysersesch
Lutzerath
Bertrich
Uesbach
Cochem
Münstermayfeld
Winningen
COBLENZ
Alf
Alf
Bullay
Treis
Senheim
Zell
Trarbach
Rhens
Ems
Boppard
Nassau
Duchsenhsn.
Castellaun
Michlen
Kirchberg
Hahnenbach
Oberwesel
Nastätten
Holzhsn.
Simmern
Kellenbach
Gemünden
Herrstein
Bacharach
Kirn
Nahe
Strombg.
Guldenbach
Bingen
Hasselkopf
Gräfenbach
Rothaus bei Kempten
Rüdesheim
Sobernheim
Waldböckelhm.
Fischbach
WIESB.
nbach
Glan
Kreuznach
Ockenhm.
Gaualgeshm.
Lauterecken
MAINZ
lfstein

20 30 40 50 Kilm.

0 000.

Lith. Anst. v. L. Kraatz in Berlin.



rial-
ssen.

Ehemalige Wasserläufe
u Flussarme.

Rheinarm,
südlich vom Rochusberg bei Bingen in der älteren Diluvialzeit.

Maaßstab 1 : 50000.

Niederwald

Assmannshausen B.H.

Geisenheim

Rüdesheim B.H.

Bingerloch

Mäusethurm

RHEIN - STROM

Kempten B.H.

Gaulsheim

Pegel 77,2 m

B.H. Bingerbrück

Elisenhöhe

B.H. Bingen

Rochus Berg

Scharlach Kopf

Weiler

Hassen Kopf

ca 30 Meter über dem Pegel von Bingen

Münster

Büdesheim

Krebs B.

Ehem. südl. Rheinarm

Sarmsheim

Dietersheim

B.H.

Ockenheim

Untere

Obere Troll Mühle

Nahe

Sponsheim

Dromersheim

Laubenheim H.St.

Grolsheim

Aspisheim

Basalt

Alluvium der Thalebenen.

Alluvium der Gehänge.

Abgrenzung der Terrassen i. Alluvium.

Jüngere Diluvialterrassen.

Ältere Diluvialterrassen.

Dinotheriumsand — Obermiocän.

Corbicula Kalk — Unteres bis

Cerithien Kalk — Mittleres Miocän.

Cyrenen Merg. — Oberoligocän.

Meeres Sand, Septar Thon — Mitteloligocän.

Ober Rothliegendes.

Mitteldevon Kalk.

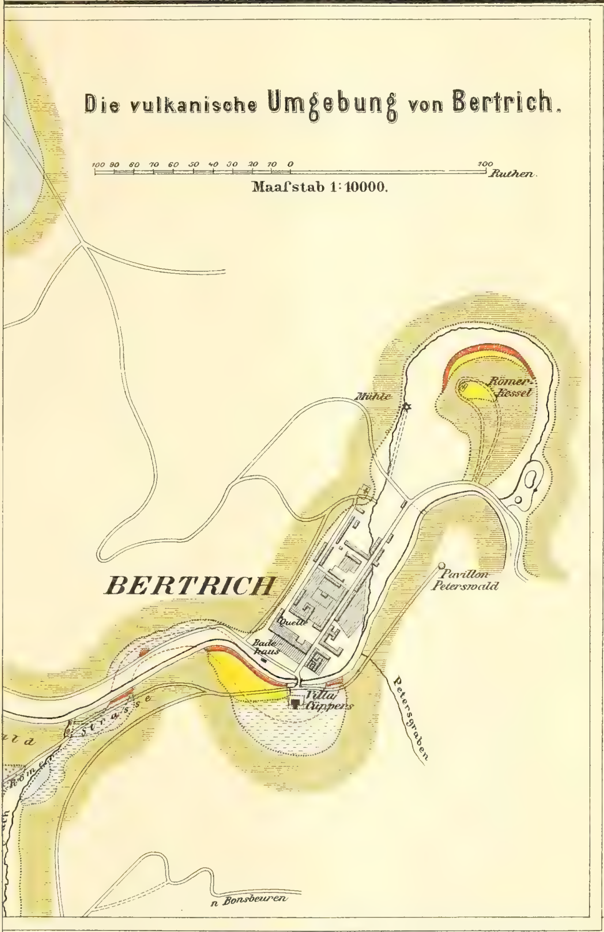
Hunsrück-Schiefer.

Taunus-Quarzit.

Das Tertiär ist nach der Lepsius'schen Geol. Karte des Mainzer Beckens ang. worden.

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz in Berlin

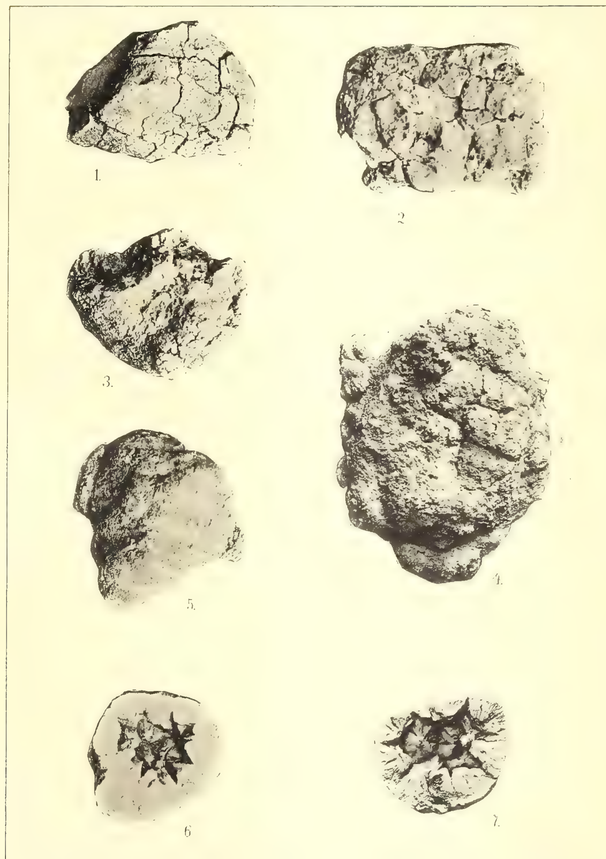
Taf. V.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz in Berlin



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz in Berlin



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin W.

Tafel VII.

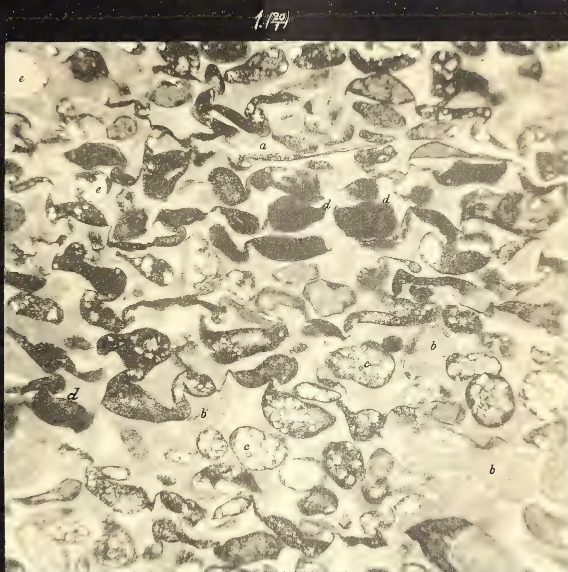
Fig. 1. Pseudoolith. Bank η aus dem Unteren Muschelkalk im Kirchthal bei Eichrodt. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung:

a) Muschelfragmente,
b) Crinoidenreste,
c) Gerollte Körner von körnigem Kalkstein,
d) Verwitterte Kalksteinkörner,
e) Aus der Auswitterung entstandene Löcher.

Fig. 2. Spiriferenbank (λ) aus dem Kirchthal. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung:

a) Muschelfragmente,
b) Crinoidenreste,
c) Kalksteinkörper,
d) Mergelkörner.

1. (20/1)



2. (20/1)



Lichtdruck v A. Frisch, Berlin.

Tafel VIII.

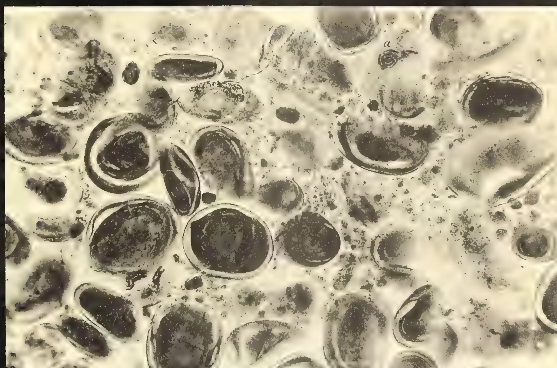
Fig. 1. Sogenannter verkieselter Oolith vom Thurmberg bei Durlach. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung:

a) *Ammodiscus?*

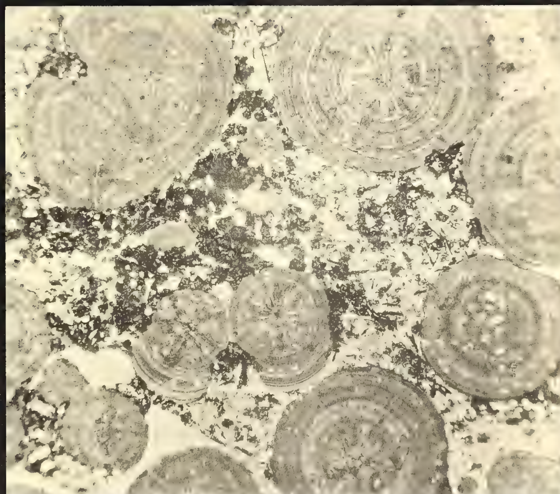
Fig. 2. Rogenstein aus der Umgegend von Nordhausen. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung.

---

1. (32/1)



2. (32/1)



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Tafel IX.

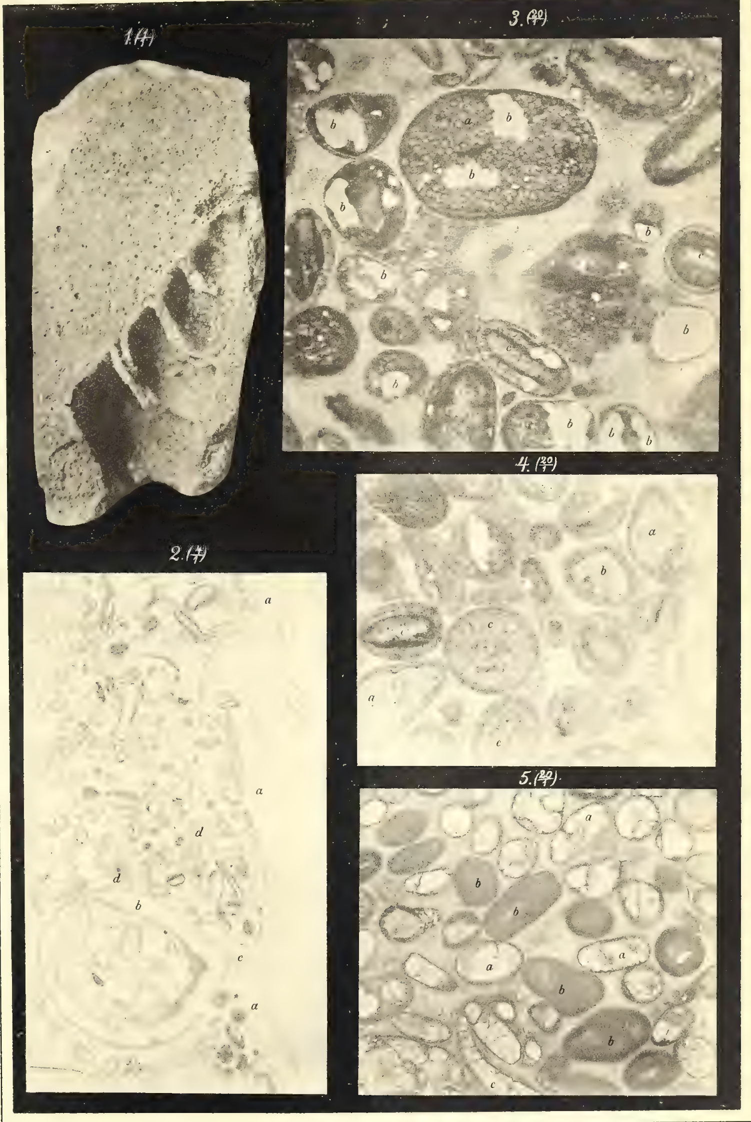
Fig. 1. Oolithischer Kalkstein mit *Turbonilla scalata*, vom Ohmgebirge. Natürliche Grösse.

Fig. 2. Dünnschliff, von dem vorigen Stück genommen, in 4facher Vergrösserung:
- *a*) Schale von *Turbonilla scalata*,
- *b*) eine *Myophoria*,
- *c*) ein Encrinitenglied,
- *d*) Oolithkörner.

Fig. 3. Dünnschliff desselben Gesteins in 20facher Vergrösserung:
- *a*) Stück einer Kalkalge (*Zonotrichites?*).

Fig. 4. Oolithischer Kalkstein mit Gastropoden; Dünnschliff in 20facher Vergrösserung. Ebendaher.

Fig. 5. Pseudoolith vom Grossen Reihersberg bei Eisenach. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung.



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Tafel X.

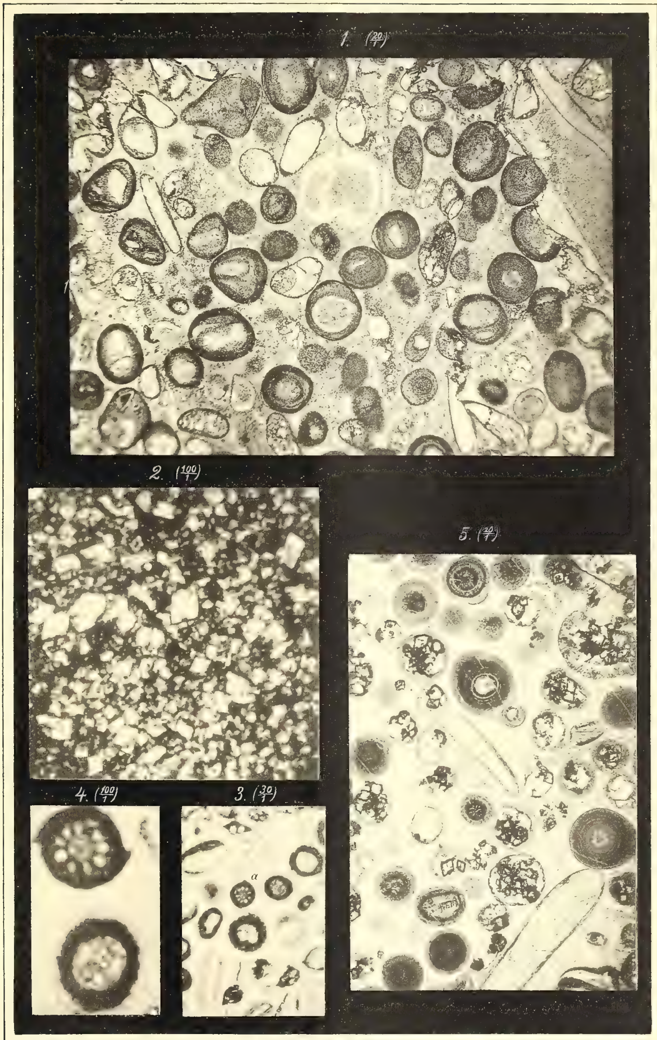
Fig. 1. Oolithischer Kalkstein vom Fuss des Hörselberges bei Sättelstedt. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung.

Fig. 2. Kalkstein von Craula. Sohlbank im Steinbruch am Rubenhög. Dünnschliff in 100facher Vergrösserung.

Fig. 3. »Feiner Oolith« der Werfener Schiefer. Dünnschliff in 30facher Vergrösserung.

Fig. 4. Stärker vergrösserte Ansicht des in der vorigen Figur enthaltenen Durchschnitts (*a*); 100fache Vergrösserung.

Fig. 5. Oolithischer Triaskalkstein mit verschiedenartigen Oolithkörnern aus der Gegend zwischen Idria und Veharsha 20fach vergrösserter Dünnschliff.



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Tafel XI.

Fig. 1. Phytogener Mehlstein aus dem Gross-Behringer Gemeindeholz. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung.

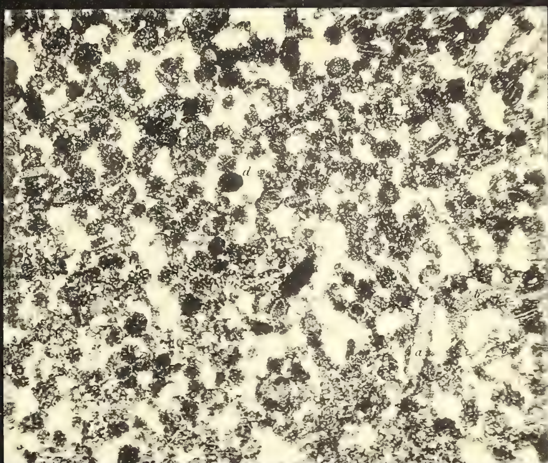
Fig. 2. Phytogener Mehlstein aus dem Mihla'er Gemeindesteinbruch am Horstberg. Dünnschliff in 20facher Vergrösserung.

a) u. *b*) Längsdurchschnitte. *c*) u. *d*) Querdurchschnitte cylindrischer Kalkkörper (Kalkalgen. *Calcinema triasinum*),

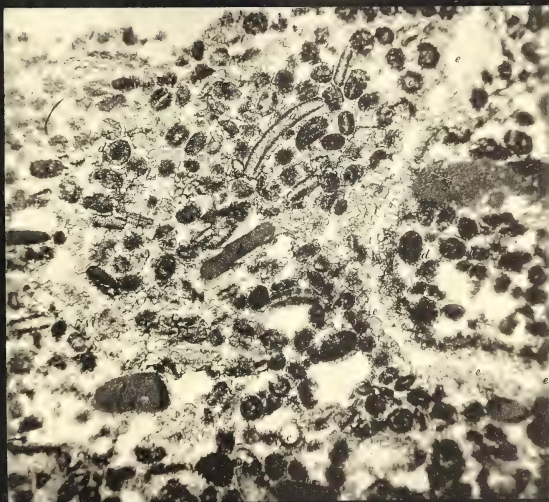
e e) Durchschnitt einer Schale von *Myophoria orbicularis*.

---

1. (20/1)



2. (20/1)



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Tafel XII.

Fig. 1. Kalkstein mit Schaumkalkeinschlüssen. Verticaler Durchschnitt einer Schicht nördlich vom Horstberg bei Mihla. Dünnschliff in 4facher Vergrösserung:

a) Schaumkalk,

b) Dichter Kalkstein,

c) Durch Stylolithenbildung entstandene Risse,

d) Crinoidenstücke,

e) Kalksteinmasse mit Foraminiferen etc.

Fig. 2. Schaumkalk von derselben Schicht. Dünnschliff in 30facher Vergrösserung:

a) Hohlräume mit kugeligen Einschlüssen (Oeltröpfchen?).

Fig. 3. Schaumkalk von Rüdersdorf. Dünnschliff in 30facher Vergrösserung:

a) Muschelschalen, in Kalkspath verwandelt und z. Th. aufgelöst.

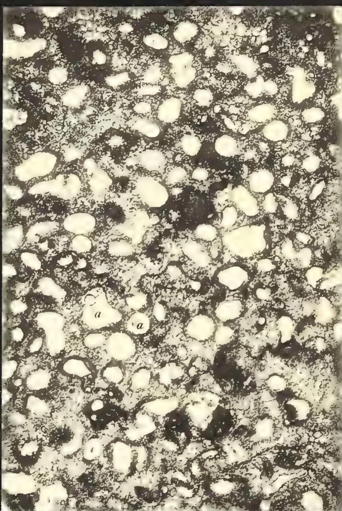
Fig. 4. Mehlstein aus dem Steinbruch am Rubenhög bei Craula. Dünnschliff in 30facher Vergrösserung.

---

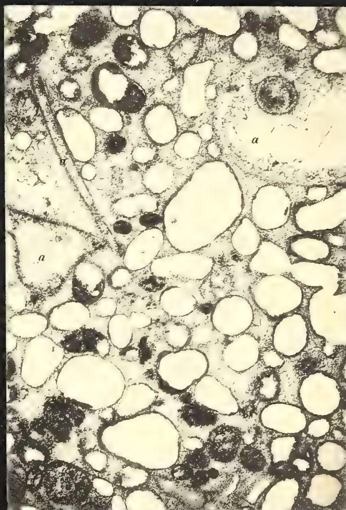
1. (4/1)



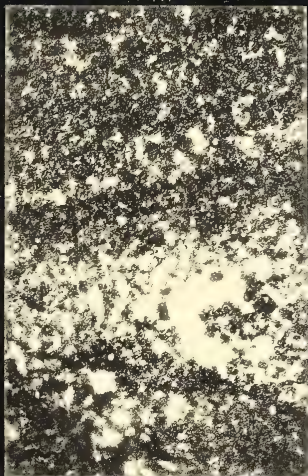
2. (30/1)



3. (30/1)



4. (30/1)



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Tafel XIII.

Fig. 1. Schaumkalk mit Foraminiferen, von Sättelstedt. Dünnschliff in 35facher Vergrösserung:

a) Dentalina. *b) Trochammina.*

Fig. 2. *Dentalina farcimen?*, im Schaumkalk vom Himberg bei Worbis. 60fache Vergrösserung.

Fig. 3. Querschnitt,
Fig. 4. Flacher Durchschnitt, } von *Ammodiscus incertus*, aus der Unteren Mehlsteinbank des Sättelstedter Steinbruchs. 60fache Vergrösserung.

Fig. 5. *Ammodiscus incertus* im Schaumkalk vom Himberg bei Worbis. 60fache Vergrösserung.

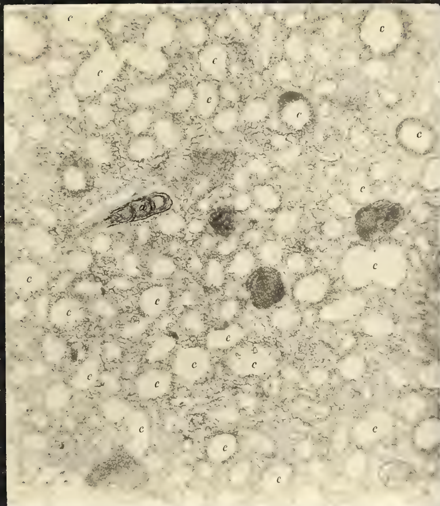
Fig. 6. Kalkstein aus Foraminiferen (Bank K), aus dem Kirchthal bei Eichrodt. Dünnschliff in 60facher Vergrösserung.

a) Nodosaria radicula. *b) Trochammina pusilla.*

Fig. 7. *Trochammina pusilla.* 60fache Vergrösserung. Ebendaher.

---

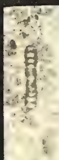
1. ($\frac{35}{1}$)



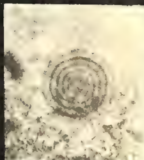
2. ($\frac{60}{1}$)



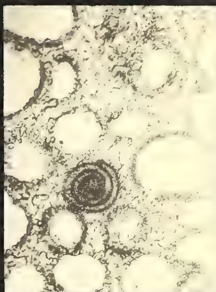
3. ($\frac{60}{1}$)



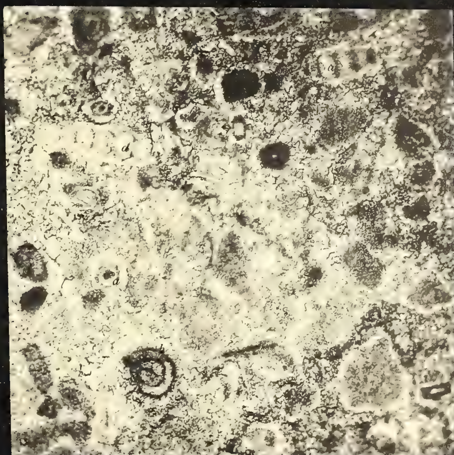
4.



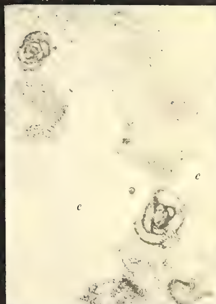
5. ($\frac{60}{1}$)



6. ($\frac{60}{1}$)



7. ($\frac{60}{1}$)

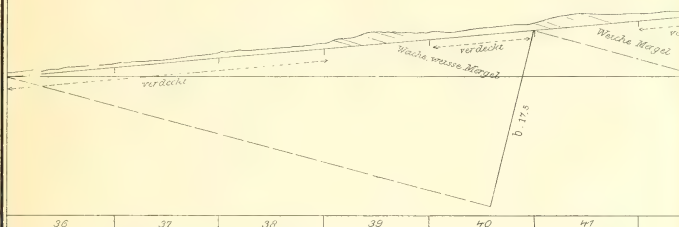


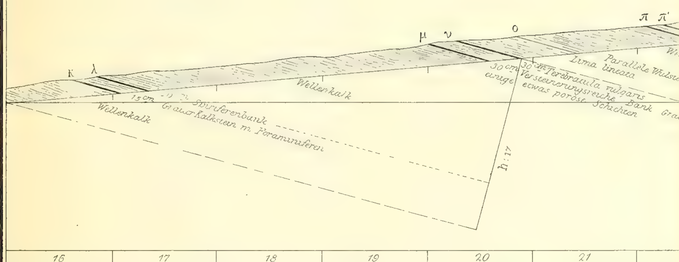
Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

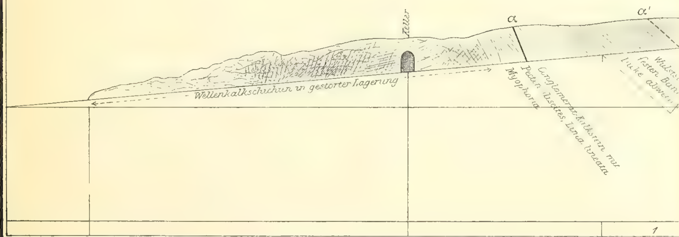
Tafel XIV.

Schichtenprofil durch den Mittleren und Unteren Muschelkalk im Kirchthal bei Eichrodt (Hörselberg).

Schichtenprofil durch den mittleren und unteren Muschelkalk im Kirchthal bei (Hörselberg.)

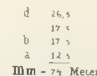




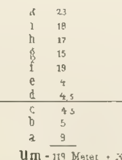


Schichtenprofil durch den mittleren und unteren Muschelkalk im Kirchthal bei Eichrodt (Hörselberg.)

III



II

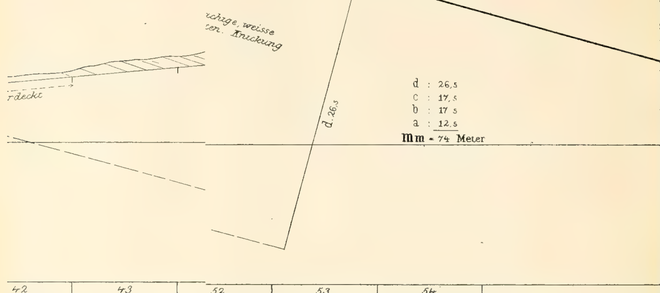


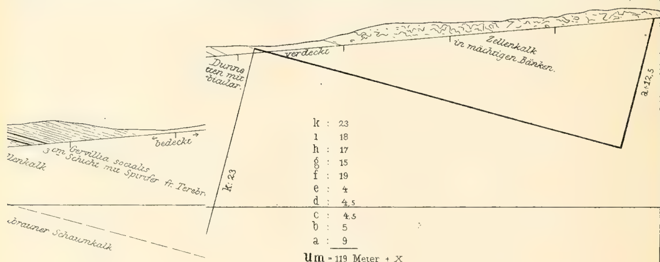
I

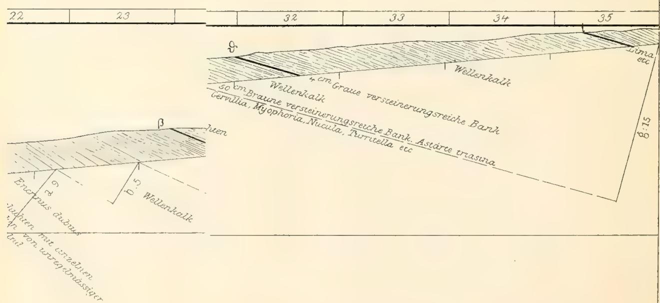


Lith. Anst. v. L. Kraatz Berlin

Eichrodt.







Maasstab : 1:500.

2 3 12 13 14 15

Lith Anst v L Kraatz Berlin.

Tafel XV.

Die nachstehenden Darstellungen dieser Tafel suchen das mikroskopische Bild der Dünnschliffe bei Anwendung von polarisirtem Licht wiederzugeben. Die Plagioklase sind, des besseren Heraustretens der Zwillingslamellirung wegen, bei gekreuzten Nicols gezeichnet.

Fig. 1. Olivin-Diabas: Asby-Diabas. Seite 326.

Fig. 2. Olivin-Diabas: Kinne-Diabas. Seite 329.

Fig. 3. Diabas ausgezeichnet durch lang gestreckte Augite. Seite 334.

Fig. 4. Gabbro, ausgezeichnet durch seinen mit braunen Einlagerungen erfüllten Plagioklas. Seite 340.

Fig. 5. Hypersthenführender Gabbro. Seite 341.

Fig. 6. Bronzitführender Gabbro. Seite 346.

Im Text ist zu berichtigen:

Seite 331 statt Taf. XV lies: Taf. XVI.
» 333 » » XV lies: Taf. XVI.
» 333 » Fig. 5 lies: Fig. 6.
» 334 » Taf. XVI lies: Taf. XV.

Fig. 1.

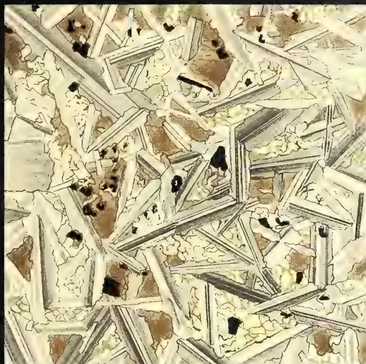


Fig. 3.

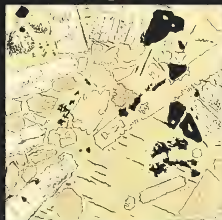


Fig. 4.

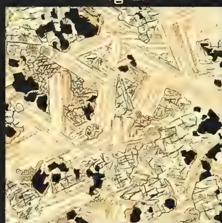


Fig. 2.



Fig. 5.

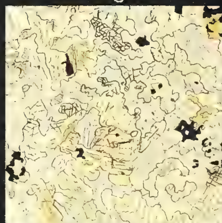
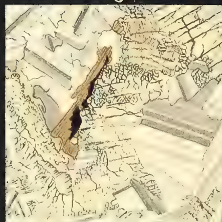


Fig. 6.



W. Pütz del. ad nat.

Lichtdruck v. A. Frisch Berlin

Tafel XVI.

Im Text ist zu berichtigen:

Seite 331	statt	Taf. XV	lies: Taf. XVI.
» 333	»	» XV	lies: Taf. XVI.
» 333	»	Fig. 5	lies: Fig. 6.
» 334	»	Taf. XVI	lies: Taf. XV.

Fig. 1.

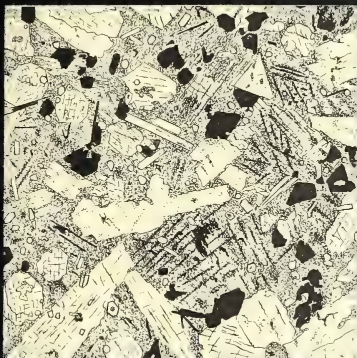


Fig. 2.

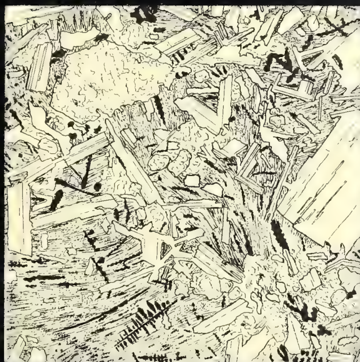


Fig. 3.

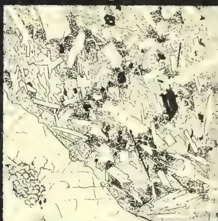


Fig. 4.



Fig. 5.

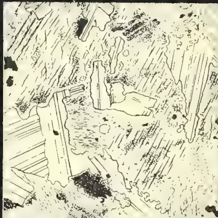
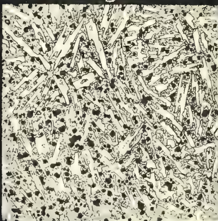


Fig. 6.

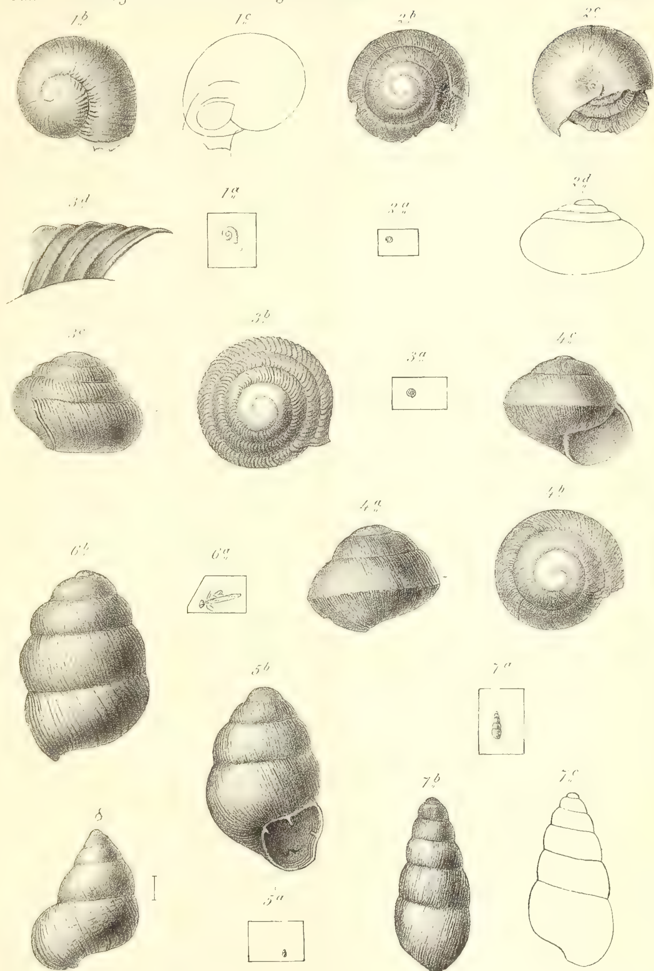


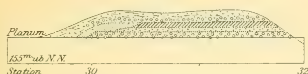
W. Pütz, del. ad. nat. *Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.*

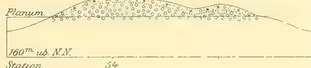
Tafel XVII.

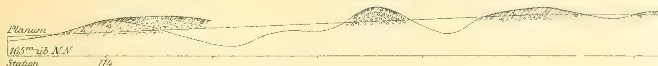
Fig. 1. a. *Parmacella succini* R. KLEBS in natürlicher Grösse im Bernstein mit der daran liegenden Luftblase.
b. vergrössert von der Oberseite,
c. vergrössert von der Unterseite, nur in den Umrissen; zeigt die Mundöffnung von der *Spatula* umgeben, soweit die Trübung im Bernstein eine Beobachtung zulässt.

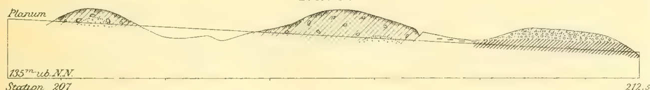
Fig. 2a. *Hyalina* sp. in natürlicher Grösse.
» 2b, c u. d. *Hyalina*, vergrössert.
» 3a. *Strobilus gedanensis* R. KLEBS in natürlicher Grösse.
» 3b u. c. Desgleichen, vergrössert.
» 3d. 1 Stück der Schale bedeutend vergrössert.
» 4a. *Mycrocystis Kaliellaeformis* R. KLEBS, Seitenansicht.
» 4b. Desgleichen, von oben gesehen.
» 4c. Desgleichen, von der Mundöffnung gesehen.
» 5a. *Vertigo Hauchecornei* R. KLEBS, natürliche Grösse.
» 5b. Desgleichen, vergrössert.
» 6a. *Vertigo Künowii* R. KLEBS in natürlicher Grösse mit Psychenlarve.
» 6b. Desgleichen, vergrössert.
» 7a. *Balea antiqua* R. KLEBS in natürlicher Grösse.
» 7b, 7c. Dieselbe, vergrössert.
» 8. *Electrea Kowalewskii* R. KLEBS, vergrössert.

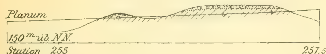

1b
1c
2b
2c
3d
1a
2a
2d
3c
3b
3a
4c
4a
4b
6b
6a
5b
7a
6
5a
7b
7c

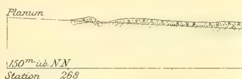


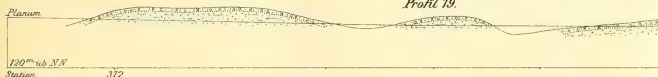


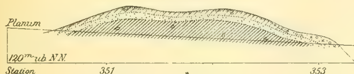




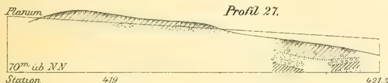


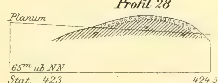


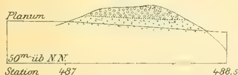


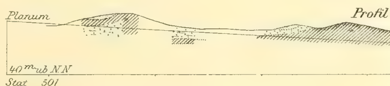












Aufgen. während des Baues der Strecke 1884 durch **A. Jentzsch.**

Aufschlüsse der Eisenbahnstrecke Berent-Hohenstein.

Langen 1:5000, Höhen 1:1000

Profil 1. Planum 135m ub N N Station 30 32

Profil 2. Planum 160m ub N N Station 54 59

Profil 3. Planum 165m ub N N Station 64 65

Profil 4. Planum 170m ub N N Station 81 84,5

Profil 5. Planum 170m ub N N Station 88 90

Profil 6. Planum 165m ub N N Station 114 119,5

Profil 7. Planum 170m ub N N Station 134 136,5

Profil 8. Pl 160m ub N N Station 144 145,5

Profil 9. Pl 155m ub N N Station 159 162

Profil 10. Plan 150m ub N N Station 198 200

Profil 11. Planum 135m ub N N Station 207 212,5

Profil 12. Planum 125m ub N N Station 220 224,5

Profil 13. Planum 140m ub N N Station 241 245,5

Profil 14 Planum 140m ub N N Station 249 252 253,5

Profil 15. Planum 130m ub N N Station 255 257,5

Profil 16. Planum 150m ub N N Station 268 271,5

Profil 17. Planum 140m ub N N Station 277 283,5

Profil 18. Planum 130m ub N N Station 294 296,5

Profil 19. Planum 120m ub N N Station 312 319 Brunnen Bohrloch 28m S O d. Bahnaxe

Profil 20. Planum 110m ub N N Station 325 334,5

Profil 21. Planum 120m ub N N Station 351 353

Profil 22. Plan 115m ub N N Station 357 360,5

Profil 23. Plan 110m ub N N Station 371 372

Profil 24. Planum 115m ub N N Station 361 362,5

Profil 25. Planum 110m ub N N Station 379 381

Profil 26. Planum 109m ub N N Station 390 393

Profil 27. Planum 70m ub N N Station 419 421,5

Profil 28 Planum 65m ub N N Stat 423 424,5

Profil 29. Planum 65m ub N N Station 446 449

Profil 30. Pl 60m ub N N Stat 462 466

Profil 31 Plan 66m ub N N Station 478 482,5

Profil 32. Planum 50m ub N N Station 487 488,5

Profil 33. Planum 40m ub N N Stat 501 508

Profil 34. Planum 20m ub N N Station 518 519,5

Profil 35. Brunnen Bahnhof Hohenstein 10m ub N N

Profil 36 Grandgrube nordl vom Bahnhof

Zeichen-Erklärung.



Zeichen	Erklärung
ah	Moorerde
at	Torf
at₁	Moostorf
ak	Wiesenkalk
a	Abrutschmasse
∂s	Ob. dilur Sand
ds	Unt. dilur Sand
∂g dg	Oberer u. Unterer dilur Grand
∂m	Ob. dilur Mergel
dm	Unt. dilur Mergel
dh	Thonmergel
dms	Mergelsand
bs	Tertiar Sand

Aufgen. während des Baues der Strecke 1884 durch A. Jentzsch

Lith Anst v Leop Kraatz Berlin

Aufschlüs

Zeichen-Erklärung.

Zeichen	Bedeutung
ah	Moorerde
at	Torf
at₁	Moostorf
ak	Wiesenkalk
α	Abrutschmasse
∂s	Ob. diluv. Sand
ds	Unt. diluv. Sand
∂g dg	Obereru. Unterer diluv. Grand
∂m	Ob. dilur. Mergel
dm	Unt. diluv. Mergel
dh	Thonmergel
dms	Mergelsand
bs	Tertiar-Sand

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

